

HEIDELBERGER BEITRÄGE ZUR MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE

UNTER MITWIRKUNG VON

C. W. CORRENS
GÖTTINGEN

F. K. DRESCHER-KADEN
MÜNCHEN

H. STEINMETZ
MÜNCHEN

HERAUSGEgeben VON

O. H. ERDMANNSDÖRFFER
HEIDELBERG

ZWEITER BAND

HEFT 1/2

MIT 31 TEXTABBILDUNGEN UND
3 DIAGRAMMEN



BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG
SPRINGER - VERLAG
1949

Preis DMark 29.60

Die

„Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie“

erscheinen zwangslässig in einzeln berechneten Heften, die zu Bänden vereinigt werden, und sind durch die Buchhandlungen zu beziehen.

Von jeder Arbeit werden 50 Sonderabdrucke unentgeltlich geliefert, weitere gegen entsprechende Berechnung.

Der Autor erhält einen Unkostenersatz von DMark 20.— für den 16 seitigen Druckbogen.

Es wird ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, daß mit der Annahme des Manuskripts und seiner Veröffentlichung durch den Verlag das ausschließliche Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder an den Verlag übergeht, und zwar bis zum 31. Dezember desjenigen Kalenderjahres, das auf das Jahr des Erscheinens folgt. Hieraus ergibt sich, daß grundsätzlich nur Arbeiten angenommen werden können, die vorher weder im Inland noch im Ausland veröffentlicht worden sind, und die auch nachträglich nicht anderweitig innerhalb dieses Zeitraumes zu veröffentlichen der Autor sich verpflichtet.

Bei Arbeiten aus Instituten ist eine Erklärung des Direktors oder eines Abteilungsleiters beizufügen, daß er mit der Publikation der Arbeit aus dem Institut bzw. der Abteilung einverstanden ist und den Verfasser auf die Aufnahmeverbedingungen aufmerksam gemacht hat.

Manuskripte und alle redaktionelle Anfragen werden erbeten an:

Professor Dr. O. H. Erdmannsdörffer, (17a) Heidelberg, Rosenbergweg 3

oder an

Professor Dr. H. Steinmetz, (13 b) München, Techn. Hochschule, Jakob-Klar-Straße 7/IV
oder an

Professor Dr. C. W. Correns, (20 b) Göttingen, Lotzestraße 13

oder an

Professor Dr. F. K. Drescher-Kaden, (13 b) München, Ludwigstraße 16/II.

Springer-Verlag

Heidelberg

Neuenheimer Landstr. 24
Fernsprecher 24 40

Berlin-Charlottenburg 2

Jebensstr. 1
Fernsprecher 32 20 70

Es wird gebeten bei der Abfassung der Manuskripte folgendes zu beachten:

1. Ausführung möglichst in Maschinenschrift einseitig beschrieben.
2. Voranstellungen einer kurzen Zusammenfassung des Inhalts vor dem Text, bzw. Inhaltsübersicht mit Seitenangabe.
3. Angabe von Ursprungsort und Abschlußdatum.
4. Es ist notwendig, den vollen ausgeschriebenen Vornamen des Verfassers anzugeben.
5. Fußnoten sind laufend durch die ganze Arbeit durchzumerken.
6. Entsprechend den Hinweisen im Text ist am Schluß der Arbeit ein Literaturverzeichnis mit übereinstimmender Numerierung [1], [2], [3] usw. einzufügen.
7. Zeichen für Maßeinheiten, Konstanten, Formelzeichen, Abkürzungen usw. sind in Übereinstimmung mit dem GMEINSchen Handbuch der anorganischen Chemie, 8. Aufl. zu bringen.
8. Die Beschriftung der Abbildungsvorlagen wird lediglich mit Bleistift erbeten; erläuternder Text dazu ist gesondert beizufügen. Angabe einer kurzen, aber erschöpfenden Unterschrift für jede Abbildung erbeten.
9. Besondere Hervorhebungen im laufenden Text erfolgen durch *Kursivsatz* und sind im Manuskript durch *Unterstreichen* der betreffenden Wörter zu bezeichnen.
10. Für Kleindruck vorgesehene Stellen sind am Rande des Manuskriptes durch einen vertikalen Strich unter Beifügung des kleinen Buchstabens p zu kennzeichnen.

Inhaltsverzeichnis s. Umschlagseite III.

Das Keratophyr-Weilburgit-Problem.

Von

EMIL LEHMANN, Gießen.

Mit 24 Textabbildungen.

(Eingegangen am 17. Januar 1949.)

Das vernünftige Ziel des Menschen liegt ja nicht am Ende, sondern im Verlauf des Weges und das ewig Erreichbare für ihn bleibt allein der Fortschritt.

H. VOGELSANG, 1867.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung	1
I. Die Keratophyre	2
1. Feldspatcharakter und Alkaliverhältnis	5
2. Azidität und Quarzführung	15
3. Die M-Komponenten	18
4. Lokale Differentiationseffekte	21
5. Magmentypen und provinzieller Charakter	25
II. Die Weilburgite	34
1. Weilburgit und Spilit	34
2. Der Mineralbestand der Weilburgite	44
3. Chemismus der Weilburgite	50
a) Die Rolle der Karbonate	50
b) Der CaO-Gehalt und dessen Einfluß auf den Mineralbestand	57
c) Die Alkalien	64
d) Die mafitische Stoffgruppe	76
e) Der Melatypus der Weilburgite	80
f) SiO ₂ -Gehalt und Einfluß von H O	93
g) Mittelwerte, Magmentypus und chemisch vergleichbare Gesteine	101
III. Die Augitweilburgite und ihr Verhältnis zu den Normalweilburgiten	109
1. Die Augitbildung in den Weilburgiten vom Typus Gaudernbach	110
2. Die Augitweilburgite (Langhecker Typus, Arfurter Typus)	112
IV. Zur keratophyrisch-weilburgitischen Magmenentwicklung	119
1. Ist das Weilburgitmagma ein Differentiationsprodukt des Keratophyrmagmas ?	120
2. Sind keratophyrisches und weilburgitisches Magma Differentiationsprodukte eines basaltischen Magmas ?	130
3. Allopegmagenese als bestimmender Faktor bei der Weilburgitentstehung sowie Bemerkungen über deren Auftreten, geologische Bedeutung und Verhältnis zur Anatexis und zur Metasomatose	138

Einleitung.

Die Ende 1940 erschienene Abhandlung „Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde“ verfolgte, wie aus dem Vorwort zu ersehen ist, das Ziel, eine allgemeine Übersicht über den petrographischen Charakter der magmatischen Gesteine und deren Verhältnis zu den Eisenerzen zu geben, die vor allem auch dem Bergmann dienen sollte. Bei dem engen genetischen Zusammenhang beider Erscheinungskomplexe erforderte dies zwar eine ausführlichere Beschreibung der magmatischen Gesteine, zwang aber

andererseits zum Verzicht auf die Erörterung des Problems nach der allgemein petrologischen Seite, insbesondere der Frage nach der eigenartigen Stellung jener Gesteine innerhalb der Gesamtheit der Eruptivgesteine. Diese vom Petrographen naturgemäß empfundene Lücke nach Möglichkeit auszufüllen, bildet die Aufgabe der nachstehenden Ausführungen.

Aus naheliegenden Gründen beansprucht hierbei die von mir mit dem Namen „Weilburgit“ belegte Gesteinsgruppe das Hauptinteresse, indessen kann auf eine Berücksichtigung der Keratophyre schon aus dem Grunde nicht verzichtet werden, weil jene mit diesen genetisch aufs engste verknüpft sind und einzelne Glieder der keratophyrischen Gesteine bereits wesentliche Merkmale für das Verständnis der Weilburgite und ihrer magmatischen Entwicklung aufweisen, man möchte fast sagen, in gewisser Hinsicht Übergangstypen darstellen, und zwar sowohl mineralogisch wie chemisch. Auf eine Wiedergabe der Keratophyranalysen wird verzichtet, da diese in der Arbeit von Götz [32] enthalten sind, wiederholt sind lediglich deren molekularprozentische Zusammensetzung (Tabelle 1) und deren Molekularwerte nach NIGGLI [73] (Tabelle 2) zwecks Berichtigung einiger, im Original enthaltener Ungenauigkeiten und Irrtümer der Götzschen Berechnung (beispielsweise Einbeziehung von TiO_2 in fm) bzw. einiger Druckfehler (si-Wert bei Steinkopf III), die leider infolge der Unmöglichkeit damaliger Nachprüfung in meine Abhandlung von 1940 übernommen worden sind. Die Wiedergabe der gewichts- und molekularprozentischen Zusammensetzung der Weilburgite (Tabelle 5 und 6) dagegen erscheint nicht allein zweckmäßig mit Rücksicht auf das Erscheinen der Abhandlung im Technisch-Pädagogischen Verlag Scharfe's Druckereien in Wetzlar, sondern auch angebracht infolge der Vernichtung eines großen Teils der Auflage durch Kriegseinwirkungen.

Es ließ sich leider nicht vermeiden, daß manches bereits in jener Abhandlung Gesagte kurz wiederholt wird. Ich habe mich dabei zugleich um schärfere Formulierung bemüht. Einzelnes wurde wohl auch sachlich modifiziert oder berichtigt. Manche Frage mußte allerdings weiterhin offen gelassen werden, da die Zeitumstände ergänzende Feldbeobachtungen weitgehend unmöglich machten und der Bestand von annähernd 3000 Dünnschliffen gleichfalls dem Kriegsgeschehen zum Opfer fiel.

So fußen die nachstehenden Ausführungen nicht auf einer Erweiterung des seiner Zeit vorhandenen Materials, vielmehr allein auf der Auswertung der chemischen Analysen und auf meiner in vieljährigem Studium gewonnenen Kenntnis der fraglichen Gesteine. Sie wollen aber zugleich aufgefaßt werden als ein erneuter Anfang, als ein Bemühen um den Wiederaufbau des durch den Krieg Zerstörten, nicht zuletzt schließlich als ein Schritt auf dem Weg menschlichen Ringens um jene Werte, die der gesamten zivilisierten Menschheit dienen, und um Probleme, die nur durch gemeinsame Forscherarbeit aller Nationen gefördert werden können.

I. Die Keratophyre.

Als Keratophyre wurden ursprünglich (GÜMBEL 1874, LOSSEN 1882 und 1883) feldspatreiche paläovulkanische Ergußsteine bezeichnet, deren Feldspat vorherrschend Albitcharakter trägt oder in denen zum mindesten Albit neben

Kalinatronfeldspaten (Mikroperthit, Na-Orthoklas) wesentlich beteiligt ist, jedenfalls also die Orthoklaskomponente gegenüber der Albitkomponente zumindest unter den Einsprenglingen sichtlich zurücktritt. Aber schon LOSSEN sah sich veranlaßt, gewisse Varietäten als Kalikeratophyre zu kennzeichnen, d. h. Übergangstypen zu den Orthophyren festzustellen, die mit normalen Keratophyren in enger Vergesellschaftung auftreten. Außerdem hat LOSSEN bereits Quarzkeratophyre unterschieden, für die auch hinsichtlich ihres Feldspatcharakters eine Verbindung zu Quarzporphyren und teilweise zu quarzführenden Orthophyren besteht. Innerhalb der Keratophyrgruppe begegnen wir so qualitativ weitgehend gleichem Mineralbestand, quantitativ einer ähnlichen Variabilität wie bei den natronreicheren Trachyten, einer Parallelstellung, die zumindest für einzelne Punkte schon von LOSSEN angedeutet, dann ausdrücklicher von MÜGGE (1883) festgestellt wurde. Nach IDDINGS [47] sind reine Kalitrachyte selten und dasselbe kann bezüglich der Kalikeratophyre gesagt werden. In beiden Gruppen dominieren somit Gesteine, in denen der normative Natronfeldspat den Kalifeldspat mehr oder weniger ausgesprochen übertrifft bzw. der molekulare Gehalt an Na_2O größer ist als der an K_2O . Insbesondere bei den SiO_2 -reichen Typen könnte dies als ein unterscheidendes Merkmal gegenüber den Quarzporphyren gewertet werden, bei denen für gewöhnlich $\text{K}_2\text{O} \geq \text{Na}_2\text{O}$ ist, entsprechend der für diese charakteristischen Orthoklasnatur des Einsprenglingsfeldspats. Das Verhältnis zwischen Quarzporphyr und Quarzkeratophyr wäre demnach grundsätzlich gleicher Art wie das zwischen Liparit und Comendit bzw. Pantellerit. Die innerhalb der paläovulkanischen Vertreter bestehende Unschärfe der Benennung bzw. Zuordnung dürfte teils in der oft mangelhafteren Erhaltung und dem hieran scheiternden Nachweis etwaiger Alkaliamphibole und -pyroxene begründet sein.

Dieser von ROSENBUSCH (Mikroskopische Physiographie II/2, S. 838) zunächst ohne Einschränkung gezogene Vergleich — speziell für die „Lahnporphyre“ betont er (S. 946) die Parallele mit „pantelleritischen Aegirintrachyten oder Arfvedsonittrachyten“ — enthält nun freilich bereits eine Aussage über die genetische Stellung der Quarzkeratophyre und damit auch der Keratophyre insofern, als Comendite und Pantellerite Glieder der Alkaligesteinsreihe darstellen. ROSENBUSCH selbst glaubte allerdings diese Zuordnung nicht voll aufrechterhalten zu können. Er bezeichnete es an späterer Stelle (S. 1492) vielmehr als einen „Irrtum“, wenn er die Quarzkeratophyre und Keratophyre in ihrer Gesamtheit zu den Alkaligesteinen gestellt habe. Sie seien die einzigen Gesteine, „die in ihrer Assoziation nicht der allorts bestätigten Regel folgten, daß die Alkaligesteine und die Alkalikalkgesteine gesonderte Verbreitungsgebiete haben. Ihre Verbreitungsgebiete sind das Fichtelgebirge, der Harz, das Saar-Nahe-Gebiet usw., d. h. reine und typische Provinzen der Kalk-Alkalimagmen“. Vornehmlich auf Grund der geologischen Position kam er daher zur Auffassung, „daß der größte Teil der keratophyrischen Gesteine Ergußformen der Alkalikalkmagmen vom chemischen Charakter der Aplite sein müssen“. Er sah in diesen „eine mehr oder weniger aplitische Spaltungsform“ von Kalkalkalmagmen und die „notwendige Ergänzung“ lamprophyrischer Bildungen, unter anderem der Cuselite. Welche Schwierigkeiten die Zuordnung der Keratophyre Rosenbusch bereitete, wird aus seinen Darlegungen deutlich, obschon die

Verhältnisse im Grund nicht wesentlich verschieden sind von denen innerhalb der Trachytfamilie, wo die Entwicklung schon damals zu einer Unterscheidung von Alkalitrachyten und Alkalikalktrachyten geführt hatte. Die Deutung der Keratophyre als aplitische Spaltungsprodukte läßt sich jedenfalls in dem von ROSENBUSCH gedachten Sinn nicht aufrechterhalten, sie lassen sich nicht den Apliten zur Seite stellen. Allein schon die Kontinuität der SiO_2 -Änderung zwischen rund 75 und 60 Gew.-% innerhalb einer petrographischen Provinz wie etwa dem Lahngebiet steht dem entgegen. Das schließt natürlich nicht aus, daß die keratophyrischen Gesteine einem magmatischen Spaltungsvorgang ihre Entstehung verdanken. Aber dieser wird mehr durch die Anreicherung der Feldspatkomponente als durch die an SiO_2 charakterisiert. Sie haben, genau wie so viele andere Magmatite, von einem Einzelgebiet oder gar Einzelvorkommen, d. h. aber von einer unter Umständen mehr oder weniger speziellen Ausbildung ausgehend, ihren Namen erhalten und, wie wohl gesagt werden kann, zunächst eine nur lückenhafte Definition erfahren. Der Begriff hat dann im Verlauf der Jahrzehnte wohl eine gewisse Präzisierung, aber mehr noch eine nicht unerhebliche Verbreiterung erfahren, eine Entwicklung, die durch den Übergang von qualitativer zu quantitativer Auswertung des Materials, insbesondere durch vermehrte Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung, fast zwangsläufig eintreten mußte.

So wäre es letzten Endes nicht gerade befremdlich, wenn das, was bislang als Keratophyr bezeichnet worden ist, teils der Alkalireihe, teils der Alkalikalkreihe zugehörte. Ob und inwieweit solches der Fall ist, vermag nur eine an die jeweilige petrographische Einzelprovinz gebundene Untersuchung mit Sicherheit festzustellen.

Für das *Lahngebiet* hat die Untersuchung meines Schülers H. Götz die Zugehörigkeit der Keratophyre in ihrer Gesamtheit zu den Alkaligesteinen erwiesen und damit bestätigt, was ROSENBUSCH auf Grund des bekannten Vorkommens bei der Justusmühle im Rupbachtal angenommen hatte.

Im *Harz* hat nach LOSSEN ERDMANNSDÖRFFER [17] die Erkenntnis der dortigen Keratophyre erweitert. Danach besitzen auch sie allgemein Alkaligesteincharakter und zwar einschließlich der „plagioklasführenden Keratophyre“, die neben normalen Keratophyren und Kalikeratophyren im Harz relativ stark vertreten sind. Dem Lahngebiet ist diese, nicht durch Albit-, sondern durch Andesinführung (neben Mikroperthit) charakterisierte Gesteinsgruppe fremd. Im Interesse der eindeutigen Definition des Keratophyrs wäre es meines Erachtens angebracht, ihre Vertreter nicht mehr als Keratophyr zu bezeichnen. Sie schließen chemisch in Richtung abnehmender si-Werte an die Keratophyre an, zugleich verschiebt sich zwar auch alk im gleichen Sinn, aber qz wird etwa im gleichen Betrag negativ wie beim Gestein von der Justusmühle. Der Magmentyp ist melanatronsyenitisch. LOSSEN verglich diese Gesteine mit basischen Augittrachyten, ERDMANNSDÖRFFER mit dem Arsotrachyt, ich möchte sie in ihrem Allgemeincharakter als basische Alkalitrachyte mit schwacher Na-Vormacht kennzeichnen (Äquivalente der Vulsinite der mediterranen Reihe) oder vielleicht auch relativ CaO-armen Alkaliandesiten (Trachyandesiten) zur Seite stellen. Im übrigen übersteigt nach den wenigen vorliegenden einwandfreien Analysen der molekulare Gehalt an Na_2O den an K_2O nur wenig ($k = 0,33$),

ja zum Teil, wie beispielsweise in dem Material einer grobkörnigen hellen Ader aus dem Braunesumpftal (Analyse Nr. 2 in [17]) werden die molekularen Mengen beider fast gleich ($k = 0,49$), d. h. neben atlantischer Allgemeintendenz entwickeln sich Gesteine mit mediterranen Merkmalen, eine Wiederholung also des auch im Lahngebiet verwirklichten Vorgangs.

Aus dem, was wir bisher über die Harzer Keratophyre wissen, geht jedenfalls deren Zugehörigkeit zu den Alkaligesteinen hervor. Für ROSENBUSCH war die Assoziation mit Diabasen bestimmt dafür, daß er einer solchen Zuordnung widerstrebte. Indessen konnte 1907 ERDMANNSDÖRFFER [16] nachweisen, daß im Harz mindestens ein Teil der Diabase essexitisch-theralithischen Charakter trägt. Gleichzeitig hat er diese Stellung auch gewissen Diabasen im vogtländisch-fichtelgebirgischen Raum sowie des Lahn-Dillgebiets zugewiesen. Dieser Auf-fassung hat sich dann auch BRAUNS angeschlossen. Im Lahngebiet sind Vertreter der essexitischen Gruppe von mir untersucht worden und aus dem Dill-gebiet hat BRAUNS [6] solche beschrieben. Analog wie bei den Basalten ist es allerdings schwierig, in jedem Einzelfall den bindenden Nachweis für die Zugehörigkeit zur Alkalireihe zu erbringen oder eine absolut sichere Trennung der Alkalidiabase und Alkalikalkdiabase durchzuführen, da infolge der Konvergenz der Reihen und der im ganzen schwach entwickelten provinziellen Alkalitendenz die diesbezüglichen Merkmale in den basischen Endgliedern mehr oder weniger verschwinden oder besser gesagt, mit den uns zur Verfügung stehenden Mitteln nur schwer erfaßt werden können. Hier könnte allein eine systematische Untersuchung der Diabase, die künftiger Forschung überlassen bleiben muß, klarend wirken. Speziell im Lahngebiet, wo Gesteine diabasartigen Charakters relativ beschränkte Verbreitung besitzen, dürfte eine solche Untersuchung Erfolg versprechen. Wichtig wäre allerdings das Vorausgehen einer die neuen petrographischen Grundlagen berücksichtigenden geologischen Bearbeitung des Gebiets, denn es ist klar, daß zur notwendigen Berücksichtigung der Altersfolge der magmatischen Zyklen alle verfügbaren Mittel herangezogen werden müssen.

Für die Keratophyre im Gebiet *Vogtland-Fichtelgebirge* fehlt leider noch die genauere Untersuchung, die bereits von GÜMBEL mitgeteilten Analysen bilden meines Wissens bislang die einzigen Unterlagen für deren chemische Beurteilung. Es erscheint allzu gewagt, irgendwelche Schlüsse aus diesen, heutigen Anforderungen nicht genügenden Analysen zu ziehen.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen über Begriff und systematische Stellung der Keratophyre wenden wir uns ihren Repräsentanten im Lahngebiet zu. Ich beschränke mich hierbei auf die Erörterung der wesentlichen Merkmale, die freilich großenteils in gleicher Weise den Keratophyren außerhalb des Lahn-gebiets eigen sind und daher mehrfach zu allgemeinen Erörterungen Anlaß bieten.

1. Feldspatcharakter und Alkaliverhältnis.

Es entspricht dem alkalisyenitischen Grundcharakter des keratophyrischen Magmas, daß *Alkalifeldspate* den vorherrschenden Anteil am Mineralbestand der resultierenden Gesteine darstellen. Trotzdem variiert deren Summe in der Molekularnorm (Tabelle 4) der analysierten Vorkommen mit Werten zwischen etwa 55 und 85% in weiten Grenzen. Die relativ feldspätärmlsten Vertreter

Tabelle I. Chemische Zusammensetzung der Lahn-Keratophyre in Mol.-%.

Nr.	Ort	SiO_3	TiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_{2}O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$\text{H}_{2}\text{O} +$	CO_2	S_1
1	Aull-Hambach	79,49	0,32	0,02	6,26	1,90	1,78	0,14	0,39	0,22	4,59	1,68	0,72	2,43	0,06
2	Steinsberg, Kopf	79,92	0,46	0,00	8,01	1,53	1,00	0,03	0,46	0,13	2,92	4,71	0,79	0,00	0,06
3	Steinkopf I.	75,51	0,28	0,04	10,06	0,48	0,85	0,00	0,20	0,44	6,12	3,69	1,85	0,48	0,00
4	Steinkopf II	78,09	0,26	0,03	9,69	0,46	0,23	0,00	0,13	0,08	6,25	3,21	1,45	0,06	0,06
5	Steinkopf III	72,91	2,01	0,16	11,09	0,40	0,19	0,00	0,54	0,25	7,47	2,93	1,76	0,18	0,11
6	Katzenelbogen	73,34	0,22	0,01	10,44	0,71	0,57	0,00	1,03	0,28	5,51	2,76	5,12	0,00	0,01
7	Hausen I.	77,42	0,60	0,00	6,70	3,66	1,27	0,10	1,14	0,80	3,37	3,79	0,38	0,69	0,08
8	Hausen II	74,41	0,63	0,00	10,17	2,44	0,20	0,03	0,77	0,13	6,57	3,41	1,28	0,00	0,06
9	Wirbelau I	71,79	0,47	0,04	6,30	1,69	3,37	0,04	1,99	0,97	3,39	2,53	5,54	1,86	0,02
10	Wirbelau II	69,48	0,44	0,04	6,59	1,07	4,17	0,10	2,22	1,31	3,42	2,66	4,65	3,86	0,00
11	Altendiez I	70,47	0,56	0,05	7,84	1,75	4,14	0,18	0,94	0,35	4,61	3,26	1,24	4,59	0,02
12	Altendiez II	77,60	0,48	0,03	8,31	0,26	1,35	0,01	0,74	0,29	3,84	4,07	1,68	1,29	0,05
13	Hermannstein	71,99	0,58	0,04	8,87	0,34	3,24	0,00	0,20	0,31	5,69	2,66	2,45	0,39	3,24
14	Guckenberg I.	73,38	0,43	0,02	9,46	2,06	1,12	0,06	0,72	0,41	3,81	5,28	2,37	0,85	0,03
15	Guckenberg II	72,78	0,47	0,01	11,51	2,19	0,17	0,00	0,34	0,27	6,08	5,07	1,11	0,00	0,00
16	Heistenbach I	61,76	0,60	0,00	9,84	0,21	6,56	0,42	1,70	0,56	5,24	3,69	2,53	6,88	0,06
17	Heistenbach II	67,75	0,58	0,00	9,96	0,49	3,81	0,12	1,64	0,19	5,78	3,68	1,81	4,15	0,04
18	Heistenbach III	67,72	0,41	0,02	9,39	2,21	2,72	0,45	1,06	0,27	4,95	3,98	3,69	3,06	0,07
19	Guntersau I.	64,83	0,22	0,00	10,32	0,59	3,59	0,14	1,49	1,44	4,85	4,05	3,36	5,10	0,02
20	Guntersau II	65,51	0,22	0,00	10,14	0,89	3,58	0,16	1,19	1,21	6,08	3,22	2,27	5,50	0,03
21	Wittkindstollen	65,50	0,43	0,04	10,26	1,16	3,01	0,11	0,80	1,00	6,38	3,96	1,93	4,21	1,21
22	Hauslei	64,76	0,54	0,06	9,99	2,23	3,18	0,07	2,03	2,42	3,99	4,12	5,34	1,22	0,05
23	Rupbachtal	64,02	0,44	0,00	9,19	0,99	5,56	0,11	2,89	0,76	4,79	3,92	4,91	2,42	0,00
24	Justusmühle	62,98	0,47	0,08	9,98	2,37	3,10	0,06	3,83	1,17	6,90	3,90	5,07	0,00	0,09

1. Kl. Steinbruch etwa 200 m nordwestlich Aull, Nordseite der Straße Aull—Hambach (Bl. Schamburg). Anal. H. Götz.

2. Steinbruch am Steinkopf, ostwärts Dorf Steinberg (Bl. Schamburg). Anal. H. Götz.

3—5. Steinbruch am Steinkopf, ostnordostwärts Katzenelbogen, etwa 450 m nördlich der Straße Katzenelbogen—Zollhaus (Bl. Kettenbach). Anal. H. Götz.

6. Steinbruch am Südaustrang von Katzenelbogen, an der Straße nach Mittel-Fischbach (Bl. Katzenelbogen). Anal. H. Götz.

7—8. Felsen auf der Nordseite der Straße Balduinstein—Hausen (Hausener Berg) (Bl. Schamburg). Anal. H. Götz.

9—10. Steinbruch etwa 500 m südwestlich Wirbelau, Ostseite der Straße Wirbelau—Falkenbach (Bl. Weilburg). Anal. H. Götz.

11—12. Steinbruch etwa 400 m westlich Altendiez, unmittelbar südlich der Straße Altendiez—Holzapfel, unweit ihrer Kreuzung des Langenbach-tals (Bl. Schamburg). Anal. H. Götz.

13. Felsen auf der Ostseite der Straße Wetzlar—Hermannstein, etwa 550 m südlich Hermannstein, hinter den Häusern unterhalb Wasserreservoir (Bl. Braunfels). Anal. H. Götz.

14—15. Felsen am Nordfuß des Guckenbergs bei Diez, gegenüber der Aarmündung (Bl. Limburg). Anal. H. Götz.

16—18. Steinbruch etwa 300 m westlich Heistenbach, auf der Nordseite des Heistenbachtales (Bl. Schaumburg). Anal. H. Götz.

19—20. Felsen auf der Nordseite der Weilstraße bei Guntersau (Bl. Weilburg). Anal. H. Götz.

21. Wittekindstollen der Grube Georg Joseph bei Graveneck, etwa 60 m westlich vom Querschlag (Bl. Weilburg). Anal. H. Götz.

22. Gipfelpartie des Hausleifelsens bei Weilburg (Bl. Weilburg). Anal. H. Götz.

23. Westlicher Berghang des Rupbachtales zwischen Justusmühle und Bischofsmühle (Bl. Schaumburg). Anal. H. Götz.

24. Straßenböschung unmittelbar nordwestlich der Justus-Mühle, an der Straße Rupbachtal—Gutenacker (Bl. Schaumburg). Anal. H. Götz.

Tabelle 2. Molekularwerte und Mamentypen der Lahn-Keratophyre.

Nr.	Ort	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	qz	h	co ₂	Mamentypus
1	Aull-Hambach	422,0	1,7	0,1	33,21	32,35	1,16	33,28	0,27	0,11	+ 189,1	3,7	12,9	si-natrionssyenitisch si-kalinoordmarkitisch alkaligranitaplitisch
2	Steinshberger Kopf	394,6	2,1	—	39,63	22,19	0,65	37,53	0,62	0,29	+ 144,5	4,4	—	
3	Steinkopf I	338,3	1,2	0,2	45,10	8,97	2,00	43,93	0,38	0,19	+ 62,6	8,3	2,1	
4	Steinkopf II	380,6	1,3	0,1	47,27	6,20	0,41	46,12	0,34	0,36	+ 96,2	7,0	0,3	
5	Steinkopf III	313,2	8,5	0,7	47,65	6,57	1,08	44,70	0,28	0,74	+ 34,4	7,5	0,8	bostonitisch si-kalisyenitisch nordmarkitisch
6	Katzenelnbogen	333,2	1,0	0,1	47,45	13,75	1,25	37,55	0,33	0,64	+ 83,0	23,3	—	
7	Hausen I	316,3	2,4	—	27,36	38,73	4,67	29,24	0,53	0,37	+ 105,0	1,5	2,8	
8	Hausen II	284,6	2,0	—	38,90	22,43	0,52	38,15	0,34	0,77	+ 32,0	4,9	—	
9	Wirbelau I	326,5	2,1	0,2	28,67	40,00	4,42	26,91	0,43	0,37	+ 118,9	25,2	8,4	si-kalisyenitisch kaligibelitisch si-kalinoordmarkitisch nordmarkitisch
10	Wirbelau II	307,3	2,0	0,2	29,16	38,17	5,78	26,89	0,44	0,34	+ 99,8	20,6	17,0	
11	Altendiez I	283,8	2,2	0,2	31,57	35,29	1,42	31,72	0,41	0,18	+ 57,4	5,0	18,5	
12	Altendiez II	405,8	2,5	0,1	42,44	13,70	1,52	41,34	0,51	0,35	+ 140,5	8,8	6,8	
13	Hermannstein	332,3	2,6	0,2	40,96	19,02	1,42	38,60	0,32	0,06	+ 77,9	11,3	1,8	kalinoordmarkitisch kaligibelitisch nahe gibeliteisch kaligibelitisch normalsyenitisch kalatratronsyenitisch normalnatronsyenitisch
14	Guckenberg I	293,7	1,7	0,1	31,87	24,10	1,66	36,37	0,53	0,38	+ 48,2	9,5	3,4	
15	Guckenberg II	261,8	1,7	—	41,38	17,58	0,96	40,08	0,45	0,67	+ 1,5	4,0	—	
16	Heistenbach I	221,6	2,1	—	34,67	32,09	1,97	31,27	0,41	0,19	- 3,5	8,9	24,2	
17	Heistenbach II	259,0	2,2	—	38,07	25,08	0,72	36,13	0,38	0,30	+ 14,5	6,9	15,8	zu kalinoordmarkitisch in Var. II)
18	Heistenbach III	248,6	1,5	0,1	34,49	31,77	0,99	32,75	0,45	0,25	+ 17,6	13,5	11,2	
19	Guntersau I	239,7	0,8	—	38,16	23,61	5,31	32,92	0,45	0,28	+ 8,0	12,4	18,9	
20	Guntersau II	239,4	0,8	—	37,07	24,51	4,41	34,01	0,35	0,24	+ 3,4	8,3	20,1	
21	Wittekindstollen	235,3	1,5	0,1	36,85	22,38	3,61	37,16	0,38	0,21	- 12,4	6,9	15,1	normalsyenitisch kalatratronsyenitisch normalnatronsyenitisch
22	Hauslei	213,9	1,8	0,2	33,01	32,21	7,98	26,80	0,51	0,38	+ 6,7	17,7	4,0	
23	Rupbachtal	219,2	1,5	—	31,47	36,14	2,59	29,80	0,45	0,34	0,0	16,8	8,2	
24	Justusmühle	186,9	0,2	—	29,62	34,83	3,48	32,07	0,36	0,55	- 33,9	15,0	—	

Tabelle 3. Molekularbasis, LMQ-Werte und π - γ -Werte der Lahn-Keratophyre.

Nr.	Cp	Pr	Kp	Ne	Cal	Sp	Ns	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q	π	γ
1	0,5	0,2	9,1	24,6	—	—	0,1	0,3	0,5	2,5	5,2	0,3	57,4	33,7	8,9	57,4	0,00	0,04
2			24,1	15,1	0,4	0,8	—	—	0,2	1,5	3,9	0,4	53,6	39,5	6,8	53,6	0,01	0,00
3			18,8	31,1	0,6	—	—	0,3	0,3	1,1	1,2	0,2	46,4	50,5	3,1	46,4	0,01	0,10
4			16,2	31,8	0,2	0,5 ¹	—	—	—	0,3	1,2	0,2	49,6	48,2	2,2	49,6	0,00	0,00
5			14,8	37,5	—	1,3 ²	—	—	—	0,2	1,0	1,7	43,2	52,3	4,5	43,2	0,00	0,00
6			14,5	28,9	0,7	2,7 ³	—	—	—	0,8	1,8	0,2	48,8	44,1	7,1	48,8	0,02	0,00
7			19,5	15,0	—	—	1,2	1,5	1,1	1,7	9,4	0,5	50,1	34,5	15,4	50,1	0,00	0,11
8			16,7	32,1	0,3	—	—	—	0,9	2,6	5,9	0,5	41,0	49,1	9,9	41,0	0,01	0,00
9			14,3	19,1	1,4	—	—	0,3	2,8	4,8	4,8	0,5	52,0	34,8	13,2	52,0	0,04	0,02
10			15,2	19,4	1,9	0,5	—	—	3,2	5,9	3,0	0,4	50,5	36,5	13,0	50,5	0,05	0,00
11			17,6	24,5	—	—	0,2	0,5	1,2	5,8	4,7	0,5	45,0	42,1	12,9	45,0	0,00	0,04
12			21,5	20,3	0,9	0,2	—	—	0,9	1,7	0,7	0,4	53,4	42,7	3,9	53,4	0,02	0,00
13		6,0	14,7	31,6	0,9	0,5	—	—	—	—	1,0	0,5	50,8	47,2	2,0	50,8	0,02	0,00
14			27,0	19,5	1,0	—	—	—	0,9	1,5	5,3	0,4	44,4	47,5	8,1	44,4	0,02	0,00
15			24,6	29,4	0,7	0,2	—	—	0,3	0,2	5,3	0,4	38,9	54,7	6,4	38,9	0,01	0,00
16			19,9	28,7	1,6	1,1	—	—	1,8	9,6	0,6	0,5	36,2	50,2	13,6	36,2	0,03	0,00
17			19,3	30,5	0,5	0,9	—	—	1,7	5,1	1,3	0,5	40,2	50,3	9,5	40,2	0,01	0,00
18			22,5	25,9	0,5	—	—	—	1,4	4,2	5,8	0,3	39,4	48,9	11,7	39,4	0,01	0,00
19			21,9	26,2	3,8	—	—	—	2,0	5,0	1,6	0,2	39,3	51,9	8,8	39,3	0,07	0,00
20			17,2	32,5	2,2	—	—	0,5	1,6	4,9	2,3	0,2	38,6	51,9	9,5	38,6	0,04	0,05
21		0,3	21,1	33,3	—	—	0,3	1,3	1,0	2,6	3,0	0,4	37,0	54,4	8,6	37,0	0,00	0,16
22			21,9	21,2	4,9	—	—	0,5	2,7	4,2	5,6	0,5	38,5	48,0	13,5	38,5	0,10	0,04
23			21,0	25,7	1,4	—	—	0,3	3,9	7,7	2,7	0,4	36,9	48,1	15,0	36,9	0,03	0,02
24	0,3	0,2	19,9	31,1	—	—	2,1	1,2	4,9	3,9	6,0	0,4	30,5	51,0	18,5	30,5	0,00	0,07

¹ Einschließlich 0,1 Hz.² Außerdem 0,3 C.³ Außerdem 2,7 C.

Tabelle 4. Molekularnorm und Feldspatverhältnis der Lahn-Keratophyre.

Nr.	Or	Ab	Ne	An	Cord	Sil	Ac	Wo	En	Hy	Fo + Fa	Mt	Hm	Ru	Q	Feldspatverhältnis			
																Or	Ab	An	
1	15,2	41,0	—	—	—	—	0,3	0,4	0,8	—	—	5,1	—	0,3	36,9	27,0	73,0	—	
2	40,2	25,0	—	0,7	1,5	—	—	—	0,3	—	—	3,0	0,6	0,4	28,3	61,0	38,0	1,0	
3	31,3	51,8	—	1,0	—	—	—	0,4	0,4	0,7	—	1,2	—	0,2	13,0	37,2	61,6	1,2	
4	27,0	53,0	—	0,3	0,9 ¹	—	—	—	—	—	—	0,6	0,4	0,2	17,6	33,6	66,0	0,4	
5	24,7	62,5	—	—	2,3	0,4	—	—	—	—	—	0,4	0,4	1,7	7,6	28,3	71,7	—	
6	24,2	48,2	—	1,2	5,0	2,4	—	—	—	—	—	1,6	0,1	0,2	17,1	32,9	65,5	1,6	
7	32,5	25,0	—	—	—	—	3,2	2,0	1,5	—	—	3,4	3,2	0,5	28,7	56,5	43,5	—	
8	27,8	53,0	—	0,5	—	—	—	—	1,2	—	—	5,2	0,5	0,5	11,3	34,2	65,2	0,6	
9	23,8	31,8	—	2,3	—	—	—	0,4	3,7	3,2	—	4,8	—	0,5	29,5	41,0	55,0	4,0	
10	25,3	32,3	—	3,2	0,9	—	—	—	—	4,3	5,9	—	3,0	—	0,4	24,7	41,6	53,1	5,3
11	29,3	40,8	—	—	—	—	0,5	0,7	1,6	4,7	—	4,5	—	0,5	17,4	41,8	58,2	—	
12	35,8	32,8	—	1,5	0,4	—	—	—	1,2	1,7	—	0,7	—	0,4	25,5	51,1	46,8	2,1	
13	24,5	52,7	—	1,5	0,9	—	—	—	—	—	—	0,7	0,5	19,2	31,1	66,9	2,0	—	
14	45,0	32,5	—	1,7	—	—	—	—	1,2	—	—	3,0	1,5	0,4	14,7	56,8	41,0	2,2	
15	41,0	49,0	—	1,2	0,3	—	—	—	0,4	—	—	0,4	3,3	0,4	4,0	45,0	53,7	1,3	
16	33,2	47,8	—	2,7	2,0	—	—	—	2,4	6,0	4,8	0,6	—	0,5	—	39,7	57,1	3,2	
17	32,2	50,8	—	0,8	1,6	—	—	—	2,3	5,9	—	1,3	—	0,5	4,6	38,4	60,6	1,0	
18	37,5	43,2	—	0,8	—	—	—	—	1,9	1,7	—	5,8	—	0,3	8,8	46,0	53,0	1,0	
19	36,5	43,7	—	6,3	—	—	—	—	2,7	5,6	—	1,6	—	0,2	3,4	42,2	50,5	7,3	
20	28,7	54,2	—	3,7	—	—	—	0,7	2,4	5,5	—	2,3	—	0,2	2,3	33,1	62,6	4,3	
21	35,2	55,5	—	—	—	—	0,8	1,7	1,3	1,6	—	2,7	—	0,4	0,8	38,8	61,2	—	
22	36,5	35,3	—	8,2	—	—	—	0,7	3,6	1,9	—	5,6	—	0,5	7,7	45,6	44,2	10,2	
23	35,0	42,8	—	2,3	—	—	—	0,4	5,2	8,4	—	2,7	—	0,4	2,8	43,7	53,4	2,9	
24	33,2	43,5	5,0	—	—	—	5,6	1,6	—	—	Fo 4,9 Fa 1,9	3,9	—	0,4	—	43,3	56,7	—	

¹ Einschließlich 0,2 Fe-Cord.

(55—65 Mol.-%) sind solche mit dem relativ höchsten Gehalt an normativem Quarz ($Q \geq 25\%$), wenn man von dem durch lokale Differentiation entstandenen Schlierenmaterial Nr. 12 (Altendiez II) absieht, in dem Alkalifeldspat und Quarz gleichzeitig angereichert sind. Die Änderungen der alk-Werte verlaufen also nicht streng proportional mit denen von si. Die höchsten alk-Werte besitzen die Proben vom Steinkopf (Nr. 3—5), die niedrigsten die des Vorkommens bei Wirbelau (Nr. 9 und 10). (Das von den allein zugänglichen obersten Partien des Hausleifelsens stammende Material steht an Frische dem der übrigen Vorkommen etwas nach, man muß damit rechnen, daß in ihm ein gewisser Alkali-verlust durch Auslaugung stattgefunden hat.) Das Hauptgestein vom Steinkopf mit 44 alk weist ungefähr gleiches si auf wie die Wirbelauer Proben mit 27 alk, normativ ergibt sich jedoch für ersteres 84 % Alkalifeldspat und 13 % Quarz, während die entsprechenden Daten für letztere 58—61 % und 25—29 % betragen. Unter Nichtberücksichtigung dieser beiden Vorkommen variiert alk etwa zwischen 30 und 40, auch die rein zahlenmäßige Bildung eines Mittelwerts ergibt 35 alk. Hingewiesen sei schließlich darauf, daß der modale Gehalt an Alkalifeldspat (vgl. Tabelle 5 der Götzschen Arbeit) allgemein unter dem normativen liegt (meist um 4—10 %, bei Guntersau I und II, bei Rupbachtal und bei Katzenelnbogen um 12—14 %), was hauptsächlich in der Anwesenheit von Serizit, Biotit bzw. Riebeckit begründet ist.

Für al—alk resultieren meist niedrige positive, seltener schwach negative Werte. Das Gestein vom Steinsberger Kopf (Nr. 2) führt trotz des Al-Überschusses Alkalihornblende. Im Gestein des Hausleifelsens (Nr. 22) dürfte der relativ hohe Betrag für al—alk zum Teil durch die erwähnte Alkaliauslaugung bedingt sein, während er im Guntersauer-Gestein (Nr. 19 und 20) und vollends in dem von Katzenelnbogen (Nr. 6) die Serizitführung widerspiegelt. Demgemäß sind die normativen Anorthit- und Cordierit- bzw. Sillimanitbeträge zu beurteilen, beim errechneten Anorthit zudem die etwaige Karbonatführung (Wirbelau II, Guntersau I und II, Heistenbach I) und der in der Molekular-norm nicht zur Geltung kommende Titanitgehalt (Wirbelau I und II, Heistenbach I) zu berücksichtigen. Der vereinzelt dastehende normative Anorthitwert des Hausleigesteins entspricht in dieser Höhe sicher nicht dem tatsächlich bestehenden Anteil an der Feldspatmischung. Selbst der von Götz nach CaCO_3 -Berechnung angegebene modale Betrag von 4,00 Anorthit übersteigt den tatsächlichen noch mit ziemlicher Sicherheit. Jedenfalls folgt aus Vorstehendem, daß die Anorthitkomponente in den Lahnkeratophyren allgemein minimal bleibt, ein regionaler Unterschied gegenüber dem Harz mit den dort häufig vertretenen „plagioklasführenden Keratophyren“. In letzteren ist der Plagioklas deren Träger, während sie in den Lahnkeratophyren hauptsächlich im Anorthoklas enthalten sein muß, dem Albit dagegen nur in minimalem Umfang beigemischt ist.

Bezüglich Charakter und Ausbildung der Alkalifeldspate sei auf die Ausführungen bei Götz verwiesen. Im ganzen kann wohl Natronorthoklas bzw. Mikroperthit als der herrschende Feldspat bezeichnet werden, doch beteiligen sich außerdem Albit, Anorthoklas und Orthoklas in wechselndem Umfang am Gesteins-aufbau. In einzelnen Gesteinen freilich macht Anorthoklas dem Natronorthoklas den Rang streitig (Justusmühle, Rupbachtal, Guntersau). Reiner Orthoklas

erscheint im allgemeinen nur als Grundmassenfeldspat, doch fehlen als solcher Natronorthoklas bzw. Mikroperthit, Albit und selbst Anorthoklas keineswegs, Natronorthoklas und Albit können sogar zum Teil auch hier vorwiegen (Wittenkindstollen, Heistenbach, Hermannstein). Wie sehr auch der Grundmassenfeldspat von Fall zu Fall variiert, zeigt uns etwa der Vergleich völlig einsprenglingsfreier Gesteine wie Aull—Hambach (Nr. 1) und Steinsberger Kopf (Nr. 2) mit ihrem stark differierenden Alkaliverhältnis. Diese *Variabilität im Charakter der Alkalifeldspate* kommt in den k-Werten sowie in den Molekularnormen bzw. den aus der Molekularbasis gewonnenen Größen L, M und Q klar zum Ausdruck. Den besten Überblick vermittelt indessen die graphische Darstellung der normativen Feldspate entsprechend Tabelle 4 im Feldspatdreieck Abb. 20. Sie liefert zugleich infolge der quantitativen Bedeutung der Feldspate wesentliche Gesichtspunkte für Beurteilung und Gliederung keratophyrischer Gesteine. Eine Häufung der Projektionspunkte findet sich im Bereich zwischen 67,5 und 50 Ab, 47,5 und 27,5 Or sowie 0 und 5 An. In ihm variiert also Or über 20, Ab über 15 und An über 5 Einheiten. Sehen wir vom Keratophyr der Hauslei (Nr. 22) aus dem bereits genannten Grunde ab, so entfallen etwa 70% der untersuchten Keratophyre in diesen Bereich, etwa 17% sind reicher an Or, etwa 9% reicher an Ab und etwa 4% reicher an An. Zwischen der zentralen und der Or-reicheren Gruppe scheint sich eine Lücke bemerkbar zu machen, die verstärkt hervortritt, wenn das lediglich als Schliere entwickelte Differentiationsprodukt aus dem Keratophyr von Altendiez (Nr. 12) außer Betracht bleibt. Die gesamte Verteilung bestätigt jedenfalls den mikroskopischen Befund: das Vorherrschen von Kalinatronfeldspaten, und zwar zum Teil solchen von antiperthitischer Art. Zusammen mit dem in der Regel damit kombinierten freien Albit bedingt das die mäßig, aber doch deutlich ausgeprägt nach der Ab-Ecke verschobene Lage der Projektionspunkte bei der großen Mehrzahl der Keratophyre.

Einer besonderen Bemerkung bedarf in diesem Zusammenhang der *normative Anorthitgehalt*. Dessen Berechnung führt allgemein in den karbonathaltigen Gesteinen auf zu hohe Werte. Wie bereits Götz [32] gezeigt hat, spielt als Karbonatkomponente häufig FeCO_3 die herrschende Rolle, in einzelnen Vorkommen dagegen dominiert CaCO_3 . Ganz abgesehen davon, daß es nicht möglich ist, das Mengenverhältnis von FeCO_3 , MgCO_3 und CaCO_3 im Einzelfall anzugeben, würde durch Abzug einer mehr oder weniger willkürlich angenommenen Karbonatmischung ein Fehler entstehen, der weniger kontrollierbar wäre als der vorliegende und zudem in anderer Hinsicht stärker ins Gewicht fiele (vgl. hierzu S. 50 und 59). Bei den Berechnungen wurde daher nur CO_2 vernachlässigt. Berücksichtigt man diese Eigenart der Mineralführung, dann kann beispielsweise der berechnete Feldspat in Nr. 19 nicht die tatsächliche Zusammensetzung wiedergeben. Hier kommt weiter hinzu, daß Nr. 19 und 20 aus etwa gleichem Niveau der in beschränkter Ausdehnung durch die Straße angeschnittenen Keratophyrmasse bei Guntersau stammen. Ähnliche Überlegungen gelten für die Varietäten Nr. 9 und 10 zwischen Wirbelau und Falkenbach, allerdings mit dem Unterschied, daß in Nr. 10 das Karbonat teilweise als Mandelfüllung auftritt und CaCO_3 in dieser Karbonatausbildung vorherrscht. Wenn in den Gesteinen Nr. 16—18 (Heistenbach) oder Nr. 1 (Aull-Hambach) trotz verhältnismäßigen Karbonatreichtums sich eine Auswirkung auf die Feldspatkomponente weniger geltend macht, so liegt das an den niedrigen CaO-Gehalten

dieser Gesteine. Die hieraus folgende Unstimmigkeit wirkt sich immerhin nur in einem kleinen Teil des untersuchten Materials aus.

Abweichungen zwischen normativem und modalem Feldspat ergeben sich ferner bei etwaigem Glimmergehalt sowie bei Gegenwart von Alkaliaugit bzw. Alkalihornblende. Ersteres trifft in stärkerem Umfang nur für Nr. 6 (Katzenelnbogen) zu, wo der normative Orthoklas den modalen um rund 10 % übersteigt, in wesentlich schwächerem für Nr. 20 (Guntersau II) mit rund 3 % und für Nr. 8 (Hausen II) mit gleichfalls 3 % für jene Differenz. Im zweiten Fall (Alkaliaugite bzw. -hornblenden) übersteigt der normative Albit den modalen in Nr. 2 (Steinsberger Kopf) um etwa 3 % und in Nr. 7 (Hausen I) um etwa 1 %.

Nach dem Mengenverhältnis von Natron- und Kalifeldspat ist einmal die Abgrenzung des Normalkeratophyrs gegen den Kalikeratophyr und zweitens die des Kalikeratophyrs gegen den Orthophyr festzulegen. Auf Grund der Darstellung Fig. 20 wäre demnach etwa $Ab_{50}Or_{5}$ als Grenze zwischen Normalkeratophyr und Kalikeratophyr anzusehen. Für die Abgrenzung des letzteren gegen die Orthophyr- bzw. Trachytgruppe der Alkalireihe liefert das Lahnmaterial keine direkten Unterlagen. An normativem Orthoklas reiche Kalikeratophyre sind jedoch im Harz vertreten, bedürften allerdings einer erneuten systematischen Untersuchung. In dem von TRÖGER [91] (Nr. 175) als Repräsentant der Kalikeratophyre angeführten Vorkommen von Hamburgs Diklung, südlich Rübeland (Anal. LORENZ 1885) berechnet sich der Feldspat (nach TRÖGER Anorthoklas + Orthoklas) auf Grund der Molekularnorm NICGLIS zu $Or_{68,8}Ab_{3,7}An_{1,2}$. Bis auf weiteres kann demnach ein normatives Feldspatgemisch von molekular $Or_{70}Ab_{30}$ als Grenze für die Feldspatzusammensetzung in den Kalikeratophyren einerseits, in den Orthophyren andererseits gelten. Die Bildung freien primären Albites, in den Lahnkeratophyren bei $Or_{60}Ab_{40}$ noch einwandfrei nachweisbar, dürfte, normale Erstarrungsverhältnisse vorausgesetzt, bei $Or \geq 70\%$ immerhin auf seltene Fälle (Primärperthit) beschränkt sein. In Ermangelung chemischer Unterlagen kann, wie bereits an anderer Stelle [54] erörtert wurde, der Nachweis selbständigen Albites neben Kalinatronfeldspaten als Kriterium für Zugehörigkeit zur Keratophygruppe, alleiniger oder mit nicht offenkundig albitreichem Kalinatronfeldspat vergesellschafteter Orthoklas erster Generation als Beweis für Zugehörigkeit zur Orthophygruppe angenommen werden, wenn im übrigen der Mineralbestand dem nicht widerspricht. Daneben möchte ich der Vergesellschaftung eines fraglichen Gesteins mit normalen Keratophyren bzw. Orthophyren eine ausschlaggebende Rolle bei dessen Benennung zubilligen. Indem man gegebenenfalls bei der Gesteinsbezeichnung jenen natürlichen Zusammenhängen Rechnung trägt, wird dem richtigen Verständnis sicherlich mehr gedient als durch eine minutiöse Berücksichtigung geringer Verschiebungen im Mineralbestand bzw. Chemismus. Es ließe sich meines Erachtens durchaus vertreten, ein Gestein vom Charakter der Kalikeratophyre als Natronorthophyr zu bezeichnen, wenn es lediglich als Varietät innerhalb regionaler Orthophyverbreitung auftritt.

Von den auf Grund ihres normativen Feldspats in den hier bezeichneten Bereich der Kalikeratophyre fallenden Lahn-Gesteinstypen entstammt Nr. 12 Schlieren im Hauptgestein Nr. 11, Nr. 7 und 14 betreffen mit Normalkeratophyren (Nr. 8 und 13) innerhalb der gleichen Gesteinskörper räumlich zusammenhängende Varietäten. Aus diesem Grunde wurde in diesen Fällen von der besonderen Benennung als Kalikeratophyre abgesehen. Als selbständiger

Vertreter des Kalikeratophyrs verbleibt nur noch der Quarz-Kalikeratophyr Nr. 2 (Steinsberger Kopf). Es sind, worauf besonders hingewiesen sei, gerade die beiden quarzreichsten Repräsentanten der Keratophyrguppe unseres Gebiets, denen einerseits mit 61% Or ($k = 0,62$) der maximale Orthoklasgehalt, andererseits mit Ab > 72,5 ($k = 0,27$) der extreme Albiteinhalt (Nr. 1, Straße Aull—Hambach) eigen ist.

Unwillkürlich drängt sich nun die Frage auf nach den *Gründen für derartig starke Schwankungen im Alkaliverhältnis*, wie sie sich in den zwischen 0,27 und 0,62 variierenden k-Werten der Lahnkeratophyre ausprägen. Etwa einen Mangel in der analytischen Alkalitrennung, dem „Schmerzenskind der Petrochemie“, wie TRÖGER [90] sie genannt hat, anzunehmen, liegt kein Grund vor, sämtliche Alkalibestimmungen wurden mehrfach, mindestens zweimal durchgeführt, einzelne Analysen sogar ganz wiederholt, ohne daß dabei Differenzen aufgetreten wären, die auf methodische Fehler hätten schließen lassen. Die Gründe müssen also schon irgendwie in der Sache selbst, d. h. in der Natur des Magmas oder in den äußeren Bedingungen des Kristallisationsvorgangs zu suchen sein. Bevor wir uns aber mit der Frage nach ihnen befassen, soll geprüft werden, ob etwa irgendwelche Regelmäßigkeiten im Wechsel des Alkaliverhältnisses erkennbar sind. Dabei zeigt sich zunächst, daß die Alkalilabilität sich ebensowohl auf das in sich abgeschlossene Einzelvorkommen erstreckt wie auf ein Vorkommen dem anderen gegenüber. Sodann hat es den Anschein, daß die *säuren bzw. si-reichen (si etwa ≥ 260)* Vertreter stärker betroffen werden als die basischen. Innerhalb der ersten Gruppe begegnen wir jedenfalls stark differierenden k-Werten ungleich häufiger als innerhalb der zweiten. Abgesehen vom nicht ganz einwandfreien Material von der Hauslei bewegt sich k in der zweiten Gruppe nur im Bereich von 0,35—0,45. Ebenso weisen hier die Einzelvorkommen untereinander deutlich geringere Schwankungen auf (Heistenbach I—III, Guntersau I und II) als in der Gruppe mit hohem si (Altendiez I und II, Hausen I und II, Guckenbergs I und II).

Es ist ferner wichtig, festzustellen, daß das *Lahngebiet in dieser Hinsicht nicht vereinzelt* dasteht. Daß analoge Beobachtungen nicht in größerer Zahl zur Verfügung stehen, dürfte mehr daran liegen, daß dem Problem bisher nur wenig Aufmerksamkeit geschenkt wurde, als daran, daß die Erscheinung an und für sich selten ist. An erster Stelle sei das Gebiet am oberen *Rio Magdalena* genannt [54], wo in den Randbezirken der Zentral- und Ostcordillere zwischen Coyaima und Natagaima, sowie zwischen Natagaima und Dolores u. a. quarz-syenitaplitische (si 301, k 0,53) und bostonitische (si 273, k 0,30) Gesteine als Spaltungsprodukte eines si-monzonitischen bis normalsyenitischen Magmas festgestellt wurden. Ein weiteres Beispiel liefert das Gebiet von *Predazzo*, wo nach den Untersuchungen von ROMBERG [81] und BURRI [9] u. a. Monzonitaplit (si 281, k 0,53), Quarzalkalisyenitaplit (si 274, k 0,48), Bostonit (si 209, k 0,60) neben Nephelinsyenitaplit (si 199, k 0,31), Nephelinsyenitporphyr (si 196 und 164, k 0,25 und 0,35) und Nephelintinguaitporphyr (si 184, k 0,33) aus dem monzonitischen Magma hervorgegangen sind. Sodann sei hingewiesen auf die *Crazy Mountains*, Montana, wo wir neben Granitporphyr und Granitit mit si 334,4 und 237,3, k 0,33 und 0,32 einem Granitit mit si 429,8 und k 0,61 begegnen. Selbst im Bereich dioritischen Chemismus macht sich hier noch eine nicht un-

erhebliche Variation im Alkaliverhältnis geltend: Diorit, Rock Creek si 160, alk 13,68, k 0,41; Dioritporphyrit, Big Timber Creek si 157, alk 17,36, k 0,29; Quarzdiorit, Sweet Grass Creek si 149, alk 13,50, k 0,19. Sehr starken Änderungen unterliegt dieses Verhältnis ferner in den granitischen Gesteinen von *Broken Hill*, New South Wales, für die die vorhandenen Analysen si 425, alk 35,04, k 0,54 (Granit), ferner si 359, alk 39,96, k 0,17 (Granit) und si 331, alk 44,34, k 0,78 (Pegmatit) ergeben.

Die randlichen Zonen der in die svionische (archaische) Leptitformation intrudierten „*Urgranite*“ Schwedens sind des öfteren durch eine Natronvormacht gekennzeichnet. Nach einer neueren Darstellung von N. H. MAGNUSSON [62] ist die Bildung dieser Randfazies als Ergebnis einer Differentiation des Urgranitmagma aufzufassen und mit einem diesem Magma noch verbliebenen Gasgehalt in Verbindung zu bringen. Darin, daß sie zum Teil auch den in Kalileptit intrudierten Graniten eigen ist, sieht MAGNUSSON meines Erachtens mit Recht einen gewichtigen Grund dagegen, die Assimilation von Natronleptit für den Tendenzumschwung verantwortlich zu machen (J. HÖGBOM) bzw. sie lediglich lokal gelten zu lassen (Herräng z. B.). Eine weitere wesentliche Stütze für die Annahme eines Differentiationseffekts liefert die Beobachtung von N. SUNDIUS [86], wonach im Grenzgebiet der Provinzen Östergötland und Småland im Urgranit und seinen basischen Korrelaten weiße und rote Aplite von entgegengesetzter Alkalitendenz verbreitet sind, teils nach Art der gemischten Gänge miteinander verknüpft, teils getrennt als Randfazies, Übergangsbildungen und Apophysen. Speziell untersucht wurden diese Aplite in den Randbezirken des Granitmassivs von Loftahammar. Die chemische Entwicklung kennzeichnet eine Anzahl von Analysen, deren von SUNDIUS nicht herangezogene NIGGLI-Werte vergleichshalber hier angeführt seien.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
I	307,3	36,66	21,98	12,72	28,64	0,45	0,20
II	382,1	37,89	20,25	9,59	32,27	0,53	0,18
III	440,8	47,28	9,75	6,67	36,30	0,55	0,24
IV	502,2	46,05	8,69	4,74	40,52	0,52	0,12
V	505,4	45,53	9,10	5,07	40,30	0,54	0,20
VI	422,6	49,80	3,61	12,78	33,81	0,09	0,67

- I Loftahammar-Granit, basischer Typus 100 m südlich vom Gut Kasinge, Kirchspiel Ukna.
- II Loftahammar-Granit, saurer Typus, 100 m südlich Kasinge, Kirchspiel Ukna.
- III Loftahammar-Granit, Übergang zu aplitischem Granit, 350 m nordöstlich Kulla, Kirchspiel Ukna.
- IV Roter Granitaplit, 50 m nordöstlich Kulla, Kirchspiel Ukna.
- V Roter Granitaplit, 250 m westlich Marieholm, Kirchspiel Ukna.
- VI Weißer Plagioklasaplit, Ödhällan, Kirchspiel Loftahammar.

Ein besonders markantes Beispiel im Alkalicharakter verschiedener Gesteine bieten jedoch die *Leptite* selbst, deren k-Werte bei überwiegend niederen c-Werten in weitesten Grenzen (etwa 0,10—0,75) variieren. Nach MAGNUSSON [62] (vgl. insbesondere Fig. 6 und 8) herrschen die alkaliextremen Typen gegenüber den alkaliintermediären vor, sowohl in dessen k/c-Diagramm (Fig. 6) als auch in dem von W. LARSSON [53] entworfenen Feldspatdreieck (Fig. 3) ist die

Häufung der Darstellungspunkte auf der Seite niedriger k-Werte bzw. nahe der Ab-Ecke größer als auf der Seite hoher k-Werte bzw. nahe der Or-Ecke. Das heißt nach der Zahl analysierter Vorkommen scheinen Natronleptite verbreiteter zu sein als Kalileptite, nach LARSSON verhalten sich die Analysenzahlen von Leptiten mit normativem Ab über 77 %, unter 40 % und innerhalb dieser Grenzen gelegenen Werten wie 35:29:114, wobei allerdings die Hällefinte mit einbegriffen sind. Das wichtigere Massenverhältnis dürfte sich schwerlich abschätzen lassen, da die Verteilung zu stark wechselt. Auch über das Verhältnis rein magmatischer und tuffogener Leptite gibt es keine Angaben, dagegen äußert sich MAGNUSSON [63] dahingehend, daß wir es bei den Kali- und Natronleptiten vorwiegend mit Gesteinen rein magmatisch-effusiver Natur zu tun haben, die ihre primäre chemische Zusammensetzung bewahrt haben, so im Grythyttfeld und größtenteils in Bergslagen, während er in den Gruben von Nordmark und an mehreren Stellen im zentralen Grängesbergfeld eine metasomatische Umbildung von Kalileptit zu Natronleptit für gegeben erachtet. Die den Kalileptiten nahestehenden, meist mehr oder weniger alkaliintermediären Kalikalkleptite verdanken ihren mineralogischen und strukturellen Charakter angeblich einer mit der Erz- und Skarnbildung verknüpften Skarnimprägnation (MAGNUSSON) bzw. Magnesiametasomatose (LARSSON). Diese etwaigen Veränderungen der ursprünglichen Gesteine sind hiernach wesentlich autometamorpher Natur und gehören der pneumatolytisch-hydrothermalen Entwicklungsphase des Leptitmagmas an. Auch sie gehen also letzten Endes auf den physikalisch-chemisch bestimmten Differentiationsprozeß dieses Magmas zurück, aus dem anderwärts unmittelbar Kali- und Natronleptite sowie andere damit assoziierte Produkte hervorgegangen sind. (Betreffend Kalikalkleptit und Skarn vgl. auch S. 157).

Die angeführten Beispiele weisen darauf hin, daß Alkalispaltung in einem zu ausgesprochenem Tendenzwechsel führenden Ausmaß an bestimmte Voraussetzungen hinsichtlich des Gesteinscharakters und damit der chemischen Zusammensetzung des jeweiligen Magmas gebunden ist. Einerseits, und das betrifft die Mehrzahl der Fälle, sind es an SiO_2 mehr oder weniger übersättigte Gesteinskomplexe, abgesehen vom Übersättigungsgrad und vom variierenden Feldspat mineralogisch und chemisch wenig variabel (Granite, Keratophyre, Leptite), andererseits mäßig übersättigte bis untersättigte, lokal begrenzte Magmen von intermediärem, beispielsweise monzonitischem Gesamtchemismus, unter deren Derivaten vornehmlich in Richtung ansteigenden SiO_2 sich Produkte verschiedener Alkalitendenz entwickeln können (Beispiele Rio Magdalena, Predazzo-Monzoni, Crazy Mts.). Vorgang und Ursache der Alkalivariabilität bzw. Alkalidifferentiation sind in beiden Gruppen nicht ohne weiteres die gleichen. Die in der zweiten Gruppe in der Regel anwendbare Deutung durch gravitative Kristallisationsdifferentiationen versagt bei der ersten oder unterliegt zum mindesten starker Einschränkung.

Der an sich relative hohe Gehalt an Gesamtalkalien in den sauren Magmen bzw. den salischen Teilmagmen und das damit Hand in Hand gehende Zurücktreten der femischen Elemente mögen die Alkalidifferentiation begünstigen, aber für deren Zustandekommen sind sie nicht ausschlaggebend (vgl. die dioritischen Gesteine der Crazy Mts.). In Abhängigkeit von den physikalisch-chemischen Bedingungen kann das Verhalten zeitweilig auskristallisierender alkali-

haltiger Fe-Mg-Silikate (Biotit, Alkalihornblende bzw. -augit) die Alkalitendenz in verschiedenem Sinn beeinflussen, bedingt aber zugleich wesentliche Veränderungen im übrigen Chemismus. Die Erscheinungen in den Urganiten, Lepititen und Keratophyren sprechen nicht für Effekte dieser Art. Bei den untersuchten Keratophyren läßt zudem die Tatsache, daß die beiden Vertreter mit dem niedrigsten und dem höchsten k -Wert (Nr. 1 und 2) bei gleich hoher Azidität einsprenglingsfrei sind, auf Unabhängigkeit der Alkalispaltung von Frühkristallisationen schließen. In gleichem Sinne sprechen Nr. 23 und 24 oder Nr. 11 und 12, die sich weder in dem einen noch in dem anderen Vorkommen hinsichtlich der Einsprenglinge unterscheiden. Lediglich für Nr. 7 und 8 (Hausen) besteht ein diesbezüglicher Unterschied (in Nr. 8 mehr Einsprenglingsfeldspat als in Nr. 7, außerdem Biotit in Nr. 8, Riebeckit in Nr. 7, beide jedoch nicht als Frühbildung). Indessen auch bei diesem Vorkommen läßt sich das Verhältnis beider Varietäten nicht durch Kristallisationsdifferentiation erklären, wie an späterer Stelle (S. 22ff.) gezeigt wird. Das läßt darauf schließen, daß die das unterschiedliche Alkaliverhältnis bedingenden Vorgänge nicht auf Saigerungsprozesse zurückgehen, also auch nicht einem frühmagmatischen Stadium zuzuschreiben sind.

Eine Antwort auf die aufgeworfene Frage nach den Gründen für die Alkalivariabilität ist freilich damit nicht gegeben. Wir müssen uns zunächst mit den aus den verschiedenen Beobachtungen folgenden Hinweisen begnügen und nach Behandlung der Weilburgite die Frage auf breiterer Basis erneut prüfen.

2. Azidität und Quarzführung.

Die aus der Quarzführung der Lahnkeratophyre sich ergebenden Probleme erstrecken sich ebenso wie beim Feldspat einmal auf Fragen systematischer, zum anderen auf solche genetischer Natur.

Bei einem Bereich der si -Werte von 422—187 und einem normativen Quarzgehalt zwischen 35 und 0 bei nicht maximaler, bzw. bis 2,3 bei maximaler Sättigungsstufe der Mg-Fe-Silikate liegt die Unterscheidung von Keratophyren und Quarzkeratophyren auf der Hand, fraglich bleibt lediglich, wo man die Grenze zwischen beiden zieht. Ich hatte in der früheren Publikation [59] den mittleren Wert von $si = 17,5$ hierfür angenommen und außerdem dort, wo quarzreichere mit quarzärmeren Varietäten in unmittelbarem Verband stehen, schlechthin von Keratophyr gesprochen. Es ist aber aus verschiedenen Gründen doch wohl zweckmäßiger, im Anschluß an TRÖGER [91] die Abgrenzung bei 10% normativem Quarz vorzunehmen. Damit erweitert sich die Beteiligung von Quarzkeratophyren auch auf die Vorkommen am Steinkopf (Nr. 3—5), wo ohnehin die quarzärmere Ausbildung gegenüber der quarzreicherem stark zurücktritt, bei Katzenelnbogen (Nr. 6), bei Hausen (Nr. 7 und 8), bei Altendiez (Nr. 11 und 12), bei Wirbelau-Falkenbach (Nr. 9 und 10) und bei Hermannstein (Nr. 13). Das heißt in der Mehrzahl der Vorkommen haben wir es mit Quarzkeratophyren zu tun, wobei allerdings berücksichtigt werden muß, daß deren Quarzgehalt recht erhebliche Unterschiede aufweist, die gelegentlich sogar innerhalb desselben Vorkommens auffallend hoch sein können. Letzteres trifft vor allem für das Vorkommen bei Hausen zu (normativer Quarz 27 bzw. 11,3%). Leider ließ sich

gerade hier das geologische Verhältnis beider Varietäten nicht mehr feststellen. Doch möchte ich annehmen, daß beide auf zwei getrennte Bildungsstadien zurückgehen, wobei deren zeitliches Verhältnis dahingestellt bleibt.

Für die Grenzziehung bei 10% Quarz spricht auch folgende Feststellung: die *si*-Werte haben zwei Häufigkeitsmaxima, das eine (7 Analysen) im Bereich 300—350, das zweite (7 Analysen) im Bereich 200—250. Aus den beiden arithmetischen Molekularwertmitteln berechnet sich der normative Quarzgehalt der sauren Gruppe zu rund 19%, der der basischen Gruppe zu rund 1%, während die unmittelbar aus den entsprechenden Molekularnormen gewonnenen *Q*-Mittel 19,9 bzw. 4% ergeben.

Sehr deutlich wird die Existenz der beiden Gruppen durch die Verteilung der Projektionspunkte im *LMQ*-Dreieck (Abb. 23) veranschaulicht. Die durch Basiswerte von $Q \leq 40$ gekennzeichnete *basische Gruppe* ist in sich weitgehend geschlossen, mit Ausnahme von dem noch unterhalb der Linie *FM* gelegenen Nr. 24 (Justusmühle) eng angelehnt an die *FP*-Linie. Die Mehrzahl ihrer Projektionspunkte liegt etwas oberhalb *FP*, nur Nr. 16 (Heistenbach I) und Nr. 21 (Wittekindstollen) etwas unterhalb. Das arithmetische Mittel aus der Gesamtheit der untersuchten Beispiele mit $si \leq 260$ einschließlich Nr. 24 (Nr. 15—24) fällt ziemlich genau auf die Linie *FP*. Im Gegensatz dazu zeigen die Projektionspunkte der Beispiele der sauren Gruppe ($si \geq 280$) eine erhebliche Streuung der *Q*-Werte. Aber auch für die *L*- und *M*-Werte ist diese bei weitem stärker als in der Gruppe mit niedrigem *si*.

Das Lahngebiet nimmt hinsichtlich der *Verbreitung saurer und basischer Keratophyre* eine Mittelstellung zwischen dem Harz und dem vogtländisch-fichtelgebirgischen Raum ein. Im Harz sind, von sonstigen Unterschieden abgesehen, die sauren Typen im ganzen spärlich vertreten. In den Erläuterungen zu Blatt BLANKENBURG [18] wird von einer *lokalen* Quarzführung gesprochen. Als einzige Analyse liegt die eines Quarzkeratophrys aus dem Mühlental zwischen Rübeland und Elbingerode mit folgender Molekularnorm vor:

Or	Ab	An	Wo	En	Mt	Hm	Ru	Q
9,3	57,0	5,2	0,4	0,5	2,2	0,8	0,2	24,4

Die des bereits erwähnten granitporphyrartigen Kalikeratophrys von Hamburgs Dickung südlich Rübeland ergibt nur 6,8% Quarz in der Molekularnorm. Im Gebiet Vogtland-Fichtelgebirge wiederum dominieren quarzreiche Keratophyre entschieden, wovon ich mich auf einer mehrtägigen Exkursion unter der dankenswerten Führung des besten Kenners jener Gesteine, Dr. K. HABENICHT, und durch Einsichtnahme in dessen umfassende Sammlung überzeugen konnte. An petrographischen und chemischen Unterlagen, die den heutigen Anforderungen genügen könnten, fehlt es hier völlig. Aber auch im Lahngebiet macht sich eine räumliche Verteilung der quarzreichen Typen bemerkbar, die nicht wohl zufällig sein kann. Das westliche Keratophyrgebiet besteht in seinem südlichen Teil (Katzenelnbogen—Oberneisen) ganz, in seinem nördlichen Teil (Steinsberg—Balduinstein—Diez) vorherrschend aus solchen. Im letzteren sind streng genommen die Vorkommen im Rupbachtal und im Heistenbachtal die einzigen,

die in ihrer ganzen Ausdehnung aus nur schwach übersättigtem Material bestehen. Auch der am weitesten ostwärts gelegene Keratophyrkomplex bei Hermannstein ist stark übersättigt. Und das gleiche trifft schließlich für die kleinen weit nach Norden vorgeschobenen Vorkommen zu, im Westen das zwischen Aull und Hambach, im mittleren Keratophyrgebiet (Wirbelau—Weilburg) das bei Merenberg. Dagegen besteht die Hauptmasse dieses Mittelgebiets aus mäßig übersättigtem Gestein (Wittekindstollen, Guntersau, Hauslei). Der einzige stark übersättigte Keratophyr in diesem Raum, der an der Straße Wirbelau—Falkenbach, erscheint als ein am Südrand der Hauptmasse gelegener Ausläufer. Das heißt es sind im wesentlichen die *Randbezirke des gesamten Keratophyrbereichs, die stark übersättigt sind*. Wenn im Westgebiet vereinzelte Zentren geringer Azidität auftreten, so ist das nicht verwunderlich angesichts seiner im Vergleich zum Mittel- und Ostgebiet erheblich größeren Ausdehnung. Sowohl im Rupbachtal wie im Heistenbachtal handelt es sich zudem um jeweils ein isoliertes Einzelvorkommen.

Daß die Trennung in einen ausgesprochenen sauren und einen relativ basischen Magmaanteil mit der genannten Verteilung innerhalb des Gesamtraumes aus einer gravitativen Differenzierung resultiert, die bereits im Magmaherd bzw. im magmatischen Tiefenhorizont erfolgte, darf angenommen werden, entspricht jedenfalls den durch Beobachtung und Experiment begründeten Vorstellungen über normale gravitative Differentiation. Dagegen lassen sich dafür, daß die Alkalivariabilität, wie wir sie so gut wie ausschließlich im sauren Magmaanteil feststellten, mit dem gleichen Vorgang verknüpft war, keinerlei überzeugende Gründe angeben. Daraus kann nur geschlossen werden, daß die Alkalidifferentiation zeitlich auf jenen Gravitationsprozeß folgte und daß deren Ursachen in prinzipiell anders gearteten Faktoren gesucht werden müssen, jedenfalls in Faktoren, die mit der Natur des aus dem Saigerungsprozeß entstandenen und im oberen Herdniveau angesammelten leichten Magmaanteils irgendwie zusammenhängen.

Eine weitere Frage ergibt sich daraus, daß *in keinem der Quarzkeratophyre Quarz als Frühbildung in der Form von Einsprenglingen* beobachtet wird. Das steht im Gegensatz zu dem, was wir bei den Quarzporphyren gleicher Aziditätsstufe als Regel antreffen. Ich möchte daher annehmen, daß auch im Keratophyrmagma ursprünglich Quarz zur Ausscheidung gekommen und als solcher bei der Entstehung des sauren Differentiats maßgeblich beteiligt war, daß aber die in dem Anreicherungsniveau entstehenden Verhältnisse eine Auflösung der Quarzkristalle bedingten. Die Erscheinung der Quarzkorrosion in Quarzporphyren ist eine derart häufige, daß an der Möglichkeit solcher Auflösung nicht zu zweifeln ist. Der angenommene Vorgang würde sich von dem beobachteten also nur graduell unterscheiden. Dafür könnte entweder die Dauer der Einwirkung oder deren Intensität verantwortlich sein. Es fragt sich nur, ob der Auflösungsvorgang physikalisch, etwa durch Temperatursteigerung, oder chemisch, d. h. durch irgendwelche sonstigen Konzentrationsverschiebungen, oder durch Veränderungen beider Art bedingt ist. Im ersten Fall könnte man etwa annehmen, daß in dem Magmaherd gasförmig auftretende Komponenten Träger größerer Wärmeenergiemengen waren, die sich im oberen Herdniveau aufspeicherten. Ein derartiger Prozeß würde jedoch gleichzeitig eine wesentliche

chemische Veränderung in diesem Niveau bedeuten. Daß leichtflüchtige Stoffe im Magma ursprünglich reichlicher vorhanden waren, dürfte aus verschiedenen Erscheinungen hervorgehen. Einmal weisen schon die Tuffdurchbrüche durch die untermitteldevonische Antiklinale (H. RICHTER) auf eine beachtliche Explosionsfähigkeit des Magmas. Sodann bilden die Verbreitung von Topas in den Keratophyren, der nicht an Feldspatumwandlung gebundene Serizitreichtum im Quarzkeratophyr von Katzenelnbogen, die Chloritführung des Quarzkeratophrys zwischen Wirbelau und Falkenbach sowie im Keratophyr bei Justusmühle, das eigenartige Auftreten von Fe-reichen Karbonaten in vielen Vorkommen, von Eisenoxyd in anderen unmittelbare Beweise für den Gasreichtum des keratophyrischen Magmas (vgl. hierzu die folgenden Abschnitte III und IV). Es liegt also nahe, *den chemischen Faktoren den Hauptanteil bei der Quarzauflösung zuzuschreiben* und in der etwaigen Temperaturerhöhung mehr nur ein begünstigendes Moment zu sehen.

3. Die M-Komponenten.

An anhydriischen Mg-Fe-Silikaten sind die Lahnkeratophyre durchgehends arm, teilweise sogar nahezu frei von solchen. Ihr Anteil bleibt in der Mehrzahl der Vorkommen unter 5% des Mineralbestands und erreicht ausschließlich in dem Gesteinskomplex des Rupbachtals 10—15%. Vertreten sind vor allem verschiedene Alkalihornblenden, wesentlich seltener Glieder der Pyroxengruppe und vereinzelt Biotit. Eine Ausnahme bildet wiederum die aus dem Rupbachtal zur Höhe von Gutenacker kuppelförmig sich aufwölbende Gesteinsmasse, wo infolge ungleicher Verteilung des Riebeckits und Aegirins bald jener bald dieser vorherrscht. Hier begegnet man auch dem sonst nur sporadisch auftretenden Rhönit (nach GOTZ) bzw. Cossyrit (nach BRAUNS) mit einiger Regelmäßigkeit.

Sind die genannten Hornblenden und Augite für die Beurteilung der magmatischen Stellung der Lahnkeratophyre und des Charakters der Magmenprovinz bedeutsam, so gilt solches hinsichtlich der verbreiteten *Chloritführung* für die genetischen Verhältnisse. Nirgends nämlich lassen sich die in den verschiedenen Vorkommen mehr oder weniger variablen, meist jedoch eisenreichen Vertreter dieser Mineralgruppe als Verwitterungsprodukte deuten und nur in einzelnen haben sie andere Mineralien (Augit bei Altendiez, Ägirin im Rupbachtal, Alkalihornblende bei Heistenbach) allem Anschein nach metasomatisch verdrängt. Im übrigen ist der Chlorit als unmittelbare Ausscheidung aufzufassen, die teils als späte Grundmassenkomponente, teils als Ausfüllung von Mandeln stattfand, und die beweist, daß im Spätstadium der Gesteinsbildung eine an Mg und Fe einerseits, an H₂O andererseits angereicherte Lösungsphase existierte, dem Keratophyrmagma selbst also ein gewisser H₂O-Gehalt eigen sein mußte. Daß er, wenigstens lokal, nicht unerheblich war, dürfen wir außerdem aus der reichen primären Serizitausscheidung im Keratophyr bei Katzenelnbogen schließen. Dieses H₂O konnte offenbar infolge der herrschenden Druckverhältnisse (bei Katzenelnbogen wahrscheinlich tektonisch bedingt) nicht in Dampfform entweichen, ein Umstand, der neben anderen wiederum dafür spricht, daß das Keratophyrmagma bei Katzenelnbogen, bei Guntersau, im Rupbachtal, bei Heistenbach nicht an der Oberfläche, sondern in einer gewissen Tiefe erstarrte. *Die Chloritführung und deren Bedeutung für die Magmabeschaffenheit spricht aber*

außerdem für eine engere genetische Beziehung zwischen Keratophyren und Weilburgiten: ein Gestein wie der Keratophyr südwestlich Wirbelau trägt mit seinem Chloritreichtum bis zu einem gewissen Grad schon unverkennbar an die Weilburgite gemahnende Züge, die sich übrigens auch rein äußerlich in dem von den unmittelbar benachbarten Keratophyren ebenso wie von den Normalkeratophyren im Raum Diez—Balduinstein abweichenden Aussehen ausprägen.

Aus Tabelle 1 ist zu ersehen, daß bis auf vereinzelte Ausnahmen (Katzenbogen, Steinkopf) Fe ungleich stärker als Mg an der Gesteinszusammensetzung beteiligt ist. Das trafe auch für den Keratophyr bei Hausen zu, wenn die Verteilung des Eisens (vgl. Abb. 1 in [32]) eine gleichmäßige und der Durchschnittsgehalt in der ganzen Keratophyrmasse erfassbar wäre. Aus dem gleichen Grunde liegen auch die Analysenwerte von FeO und Fe_2O_3 bei den Keratophyren vom Guckenberg, vom Steinsberger Kopf und von Heistenbach noch unter den betreffenden Durchschnittswerten. Indessen lassen sich keinerlei gesetzmäßige quantitative Beziehungen erkennen zwischen den modalen Chloritmengen oder den modalen Summen der Mg-Fe-Silikate und den analytisch ermittelten Beiträgen an FeO bzw. FeO + MgO. Das liegt nicht etwa an der Beteiligung oxydischer Eisenerze: außer im chloritfreien Keratophyr vom Steinsberger Kopf und dem teilweise durch Verwitterung beeinflußten Keratophyr der Hauslei besitzt Magnetit nur minimale Bedeutung und wird von Hämatit um ein Mehrfaches übertroffen. Sehr viel eher kann dabei die eigenartige Bildung von Siderit bzw. sideritreichen Karbonatgemengen in einem großen Teil der Vorkommen (vor allem Aull—Hambach, Wirbelau, Heistenbach, Guntersau, Wittekindstollen) mitspielen, deren wesentlich gleichsinniges Ansteigen mit FeO aus Tabelle 1 der Götzschen Arbeit hervorgeht.

Bezüglich der Erscheinungsformen dieser Karbonate sei auf die früheren Ausführungen [59] verwiesen. Wichtig ist vor allem deren gelegentlich zonarer Bau (Guntersau), deren zum Teil idiomorphe, einsprenglingsartige Ausbildung (Wittekindstollen, Guntersau, Wirbelau, Guckenberg) und deren noch vor Abschluß der Feldspatkristallisation erfolgte Entstehung. Als Fremdeinschlüsse können sie in ihrem jetzigen Zustand keinesfalls angesprochen werden, höchstens die Möglichkeit wäre denkbar, daß in einer der Kristallisation vorausgegangenen Entwicklungsphase des keratophyrischen Magmas Karbonatgesteine aufgenommen und gelöst wurden, doch könnten dann angesichts der Ca- und Mg-Armut der Keratophyre und der Ca-Armut auch der enger mit ihnen verknüpften Bildungen magmatischer Herkunft eigentlich nur Eisenkarbonatgesteine in Betracht kommen. Die Tatsache, daß nur ein Teil der Keratophyre und auch dieser in verschiedenem Umfang und mit wechselnder Zusammensetzung karbonatführend ist, würde allerdings für eine merkwürdige Lokalisierung solcher Einschmelzung sprechen. Es liegt meines Erachtens näher, anzunehmen, daß im Magma vorhandenes CO_2 an einzelnen Stellen zu entweichen vermochte, an anderen nicht, und daß im letzteren Fall der Gasdruck örtlich so stark ansteigen konnte, daß sich Karbonate statt der Silikate bildeten. Das Mengenverhältnis von Fe : Mg : Ca im Magma brachte es dann mit sich, daß in den resultierenden Mischkristallen $FeCO_3$ relativ die stärkste, wenn auch zum Teil periodisch etwas variierende Gel tung erlangte. Die im Schliff öfters zu beobachtende unmittelbare Verknüpfung

von Quarz mit den Karbonaten würde mit der gegebenen Erklärung in gutem Einklang stehen.

Soweit Karbonat als Ausfüllung von Rissen und Mandeln oder (seltener) als Verdrängungssubstanz silikatischer Mineralien erscheint, entspricht es in der Regel mehr oder weniger reinem CaCO_3 und stellt eine jüngere Bildung dar als die vorgenannten Fe-reichen Karbonate. Das geht deutlich aus einzelnen Beobachtungen hervor: im Keratophyr südwestlich Wirbelau besitzen Mandeln und Adern zum Teil Fe-reiche, eventuell mit eisenreichem Chlorit durchsetzte Randzonen, aber eine Fe-arme bzw. -freie Zusammensetzung der Innenbereiche, und bei Altendiez ragen sideritreiche Mischkristalle mit freier, rhomboedrischer Endentwicklung aus den randlichen Teilen unregelmäßig geformter Poren in den aus einem allotriomorphen Calcitagggregat bestehenden Kern.

Mit einem verhältnismäßig hohen MnO -Gehalt, der zu relativ starker MnCO_3 -Beimengung der Karbonatgemische, vereinzelt sogar zu Ausscheidung von idiomorphem MnCO_3 führte, steht der Keratophyr westlich Heistenbach allein da. Molekular verhalten sich hier nach der von GOTZ ausgeführten Analyse des isolierten Karbonats $\text{CaCO}_3 : \text{MnCO}_3 : \text{MgCO}_3 : \text{FeCO}_3$ etwa wie 1:2,5:5:22. Sehen wir im FeCO_3 ein Produkt unmittelbar magmatischer Herkunft, so muß folgerichtig für MnCO_3 dasselbe angenommen werden.

An anderen Stellen hat der auffällig hohe Eisengehalt des Keratophyrmagmas in der Ausscheidung bzw. lokalen Anreicherung von Hämatit (Steinsberger Kopf, Hausen, Gegend von Diez und Gückingen), in einigen Vorkommen (Hermannstein, Wittekindstollen) wieder in ungewöhnlich starker Pyritführung des Keratophyrs Ausdruck gefunden. Ebenso wie beim Eisenkarbonat besteht beim Eisenoxyd eine unverkennbare Neigung zur Abspaltung vom silikatischen Magmaanteil und zur Bildung kompakter Erznester, -adern und -schlieren, welch letztere zum Teil mehr oder weniger der Fließrichtung folgen, zum Teil sie schneiden. Anordnung und Verbandsverhältnisse dieser Gebilde (vgl. Abb. 1 in [32]) sprechen gegen die Annahme, daß etwa präexistierende Hohlräume und Spalten im bereits erstarren Gestein nachträglich ausgefüllt wurden, sie bestätigen vielmehr die auch aus dem mikroskopischen Bild zu folgernde Einbeziehung in den eigentlichen Erstarrungsprozeß. Das bedeutet aber, daß sich noch innerhalb der flüssigen Phase, und zwar höchstwahrscheinlich vor dem Intrusions- bzw. Effusionsvorgang, die Abspaltung eines eisenreichen gelegentlich manganhaltigen, vermutlich in beschränktem Umfang auch an Mg angereicherten Anteils vollzogen hatte. Wie weit sie indessen im Rahmen der Gesamtentwicklung des Magmas zurückreicht, läßt sich schwerlich sagen. Aber es ist nicht anzunehmen, daß es sich um einen Vorgang in situ handelt, dagegen spricht allein schon die Tatsache, daß er nicht auf die Keratophyre und deren Entstehungszeit beschränkt bleibt, vielmehr sich in der oberdevonischen Weilburgitphase wiederfindet, und zwar unter Formen, die eine Sonderung an Ort und Stelle ausschließen. Allem Anschein nach vollzogen sich also im Herdbereich Veränderungen, die sich im Keratophyr verschiedentlich andeuten, aber erst in einem nachfolgenden Stadium voll zur Geltung kommen (Bildung geschlossener, vorherrschend oxydischer Eisenerzkörper).

Die quantitative Bedeutung der Fe-Mg-Komponentengruppe äußert sich mit wenigen Ausnahmen (Steinkopf, Katzenelnbogen, helle Schlieren im Vor-

kommen westlich Altendiez) in den *hohen fm-Werten* der Tabelle 2, die *großen-teils die Normalwerte der vergleichbaren Magmentypen nicht unwesentlich übersteigen*. Das tritt vor allem bei den sauren Vertretern wie Aull—Hambach, Hausen, Wirbelau und Altendiez I (Normalgestein) in Erscheinung, gilt aber für die übrigen nicht minder. Bei der Beurteilung von fm muß man sich indessen bewußt bleiben, daß diese abnormen Beträge vornehmlich der Erz-, einschließlich Karbonatführung zuzuschreiben sind, also eine spezifische Eigentümlichkeit der Lahnkeratophyre darstellen. Dasselbe spricht sich überdies in der Häufigkeit niedriger mg-Werte aus, die nur dort normale Höhe erreichen oder darüber hinausgehen, wo stärkere Chloritbildung eingetreten ist, wie bei Wirbelau und in den eisenarmen Vorkommen bzw. Varietäten (Katzenelnbogen, Steinkopf, Altendiez II). Bei einer Zuordnung zu bestimmten Magmentypen ist diese Eigenart zu berücksichtigen. Sie dokumentiert sich noch offenkundiger in den relativ hohen Fs- und Fa-Werten der Molekularbasis (Tabelle 3) bzw. in den entsprechenden Größen Mt + Hm und Hy + Fa (gegebenenfalls Ac + Hy + Fa) der Molekularnorm (Tabelle 4). Das relative Anwachsen von En in den Fällen Wirbelau und Rupbachtal oder von Fo im Fall Justusmühle kennzeichnet die Chloritführung, in den Gesteinen Guntersau und Heistenbach den Karbonateinfluß. In den Beispielen Aull—Hambach, Steinsberger Kopf und Hauslei benötigt das normative Mt unter Berücksichtigung des modalen Mineralbestands einer Korrektur, im Sinn einer Aufteilung auf Karbonat und Hämatit im ersten, auf Alkalihornblende und Hämatit im zweiten und auf Alkalihornblende, Hämatit und Karbonat im dritten Gestein.

4. Lokale Differentiationseffekte.

Die verschiedenen Gesteinsvarietäten der einzelnen Fundorte spiegeln örtliche Differentiationseffekte wieder. Daneben können, wie etwa bei dem einer Klüftungszone, dem prädestinierten Zirkulationsweg postmagmatischer Dämpfe und Lösungen, entstammenden Steinkopf III, durch solche Nachwirkungen, die sich vielfach durch Bleichung, Zersetzung, Neubildungen usw. schon äußerlich kundtun, Stoffverschiebungen hervorgerufen sein (Autometamorphose). Soweit Änderungen der letzteren Art nicht erkennbar und nach Mineralcharakter, Erhaltungszustand und Verbandsform nicht anzunehmen sind, sollte man eine gewisse Regelmäßigkeit der Stoffänderung, bestimmte Tendenzen im chemischen Stoffwandel erwarten. Das trifft nun für die von Götz untersuchten, als Produkte einer magmatischen Differentiation anzusprechenden Gesteinsvarietäten nur sehr beschränkt zu.

Gehen wir etwa vom Beispiel Altendiez aus. Der Keratophyr weist hier in seinem Aussehen eine außerordentlich gleichmäßige Beschaffenheit auf, nur ganz selten stößt man inmitten der kompakten, einheitlich gefärbten Keratophyrmasse auf Stellen, wo diese in hellere Partien von der Art der unter Altendiez II analysierten übergehen. Es handelt sich um eine Schlierenbildung im eigentlichen Sinne, ohne irgendwelche Andeutungen einer Grenze und ohne Änderung der Gesteinskohärenz. Zunächst möchte man annehmen, daß in der Schiere eine Veränderung im Sinne einer mehr aplitischen Zusammensetzung eingetreten sei. Das ist aber nur sehr bedingt der Fall. Modal (vgl. Tabelle 5 in [32]) ist die Zunahme an Gesamtfeldspat verschwindend (0,16) und die

Molekularnorm (Tabelle 4) ergibt sogar eine schwache Abnahme (1,5). Dagegen hat sich das Verhältnis Or:Ab in dem durch die beiden k-Werte (0,41 und 0,51) angezeigten Sinn verschoben. Lediglich Quarz ist um mehrere Prozent angestiegen, während die Summe melanokrater Bestandteile entsprechend zurückgegangen ist. Von diesem Rückgang werden ausschließlich die eisenhaltigen Komponenten, nicht aber die Mg-Mineralien betroffen. Dem Sinne nach ähnliche Unterschiede kennzeichnen, allerdings innerhalb wesentlich geringerem si-Bereich, Steinkopf I und II (normative Feldspatsumme in der SiO_2 -reicherem Varietät um 3% niedriger als in der SiO_2 -ärmeren) sowie Heistenbach I und II (normative Feldspatsumme in der saureren Varietät um 2% höher als in der basischeren). Allerdings besitzen in beiden Fällen die Varietäten mit höherem si etwas kleinere k-Werte als die mit niedrigem si. Jedenfalls aber beschränken sich in beiden Vorkommen die Differenzen wiederum vornehmlich auf den Gehalt an Quarz und an Fe-haltigen Komponenten, und zwar unter gleichsinniger Zu- bzw. Abnahme wie bei Altendiez.

Vom Altendiezer Typus grundsätzlich verschieden verhalten sich dagegen die Varietäten im Keratophyr bei *Hausen*. Die SiO_2 -reiche Hausen I führt entsprechend dem niedrigeren alk erheblich weniger Alkalifeldspate als die SiO_2 -ärmeren Hausen II (normative Differenz 23%). Das würde selbst dann noch zutreffen, wenn al = alk wäre und al—alk nicht den tatsächlichen negativen Wert von — 1,88 aufwiese. Hausen I liefert mit seinem im Vergleich zur großen Mehrzahl der Lahnkeratophyre niedrigen Absolutbetrag von alk (nur bei den Wirbelauer Proben und bei dem nicht ganz frischen Material der Hauslei liegt alk darunter) ein gutes Beispiel dafür, wie wenig im Bereich übersättigter Gesteine das rein phänomenologische Hervortreten des Alkaligesteincharakters (Bildung von Alkaliaugiten bzw. -hornblenden) von diesem Absolutwert abhängt, aber auch wie schwierig andererseits beim Fehlen solcher Merkmale unter Umständen (bei $\text{al} \geq \text{alk}$) die Entscheidung über den Sippchencharakter sein kann, zumal dann, wenn die Zuordnung für ein Einzelgestein vorgenommen wird. Begleitet wird nun die nach Stärke und Richtung ungewöhnliche Differenz der Feldspatsummen von dem bereits erwähnten Wechsel im Alkaliverhältnis (Hausen II $k = 0,34$, Hausen I $k = 0,51$), der uns die eine Varietät als Glied der Natronreihe, die andere als Glied der Kalireihe erscheinen lässt. In dieser Beziehung stimmt das Hausener Gestein mit dem Altendiezer darin überein, daß der SiO_2 -reicherem Varietät die relativ stärkere Kalifeldspatbetonung zu kommt, es unterscheidet sich aber von ihm insofern, als innerhalb wesentlich geringeren si-Bereichs die k-Werte erheblich stärker differieren, eine Folge hauptsächlich der starken Albitzunahme im SiO_2 -ärmeren Hausen II.

Noch auffälliger als die Feldspatverteilung muß der grundsätzliche Unterschied vom Altendiezer Typus erscheinen: die Anreicherung melanokrater Gesteinselemente in der SiO_2 -reicherem Varietät. Sie erfolgt auch hier so gut wie ausschließlich durch Zunahme eisenhaltiger Komponenten. Bei Hausen repräsentieren, mengenmäßig geordnet, normativ Ac und Hm, modal Riebeckit, Hämatit und vielleicht etwas Siderit, bei Altendiez Hy und Mt, modal Siderit und Hämatit jeweils die Fe-Zunahme.

Daß nun diesem Gegensatz zu den normalen, durch Feldspatanreicherung und Verringerung der femischen Bestandteile gekennzeichneten Differentiationswirkungen eine mehr als nur zufällige Bedeutung innewohnen muß, wird durch

Wiederholung der Hausener Verhältnisse in den beiden Keratophyrvarietäten vom Guckenbergs bestätigt. Hier liegt si im ganzen niedriger, erstreckt sich aber nahezu über den gleichen Bereich, die alk.-Werte und demgemäß die Feldspatsummen übersteigen zumal in der basischeren Varietät die bei Hausen nicht unerheblich, die Differenz zwischen Var. I und Var. II ist geringer als dort (normativ 12,5%). al—alk besitzt in beiden Varietäten einen niedrigen positiven Wert, ihm entspricht normativ und modal das Fehlen eines Alkalipyroxens bzw. einer Alkalihornblende. In den k-Werten wiederholt sich der starke Wechsel (Guckenbergs I $k = 0,58$, Guckenbergs II $k = 0,45$). Wiederum trägt die starke Albitzunahme im SiO_2 -ärmeren Guckenbergs II die Hauptverantwortung für die k-Abnahme. Die Summe der femischen Komponenten in Guckenbergs I erreicht nicht den hohen Betrag wie in Hausen I, in Übereinstimmung mit dem niedrigeren fm-Wert, hauptsächlich dadurch resultieren auch entsprechend niedrigere Differenzen als bei Hausen. Aber es ist wiederum vornehmlich das Eisen deren Hauptträger, und zwar hier anscheinend Fe^{++} , das wesentlich im modalen Karbonat gebunden ist, während Fe^{+++} in beiden Varietäten gleiche Höhe aufweist.

Stoffverschiebungen, wie sie in den Vorkommen bei Hausen und am Guckenbergs festgestellt sind, bewegen sich also entgegengesetzt denen bei normaler Differentiation, sie lassen sich daher durch gravitative Sonderung gewisser kristalliner Phasen nicht deuten, zwingen vielmehr zur Heranziehung anders gearteter wirksamer Faktoren. Ja in Fällen wie dem vorliegenden muß sogar angenommen werden, daß letzteren nicht nur eine Begleitrolle zufällt, daß sie vielmehr unter Umständen für sich allein auftreten und zu den eigentlichen Trägern tiefgreifender Veränderungen im Chemismus eines Magmas werden können, denn strenggenommen dürfen wir ein Gestein wie Hausen II mit $k = 0,34$ schon gar nicht mehr als normalen Keratophyr bezeichnen. Aber ebensowenig ließe sich die Bezeichnung Quarzporphyr oder Quarzorthophyr vertreten, denn offensichtlich handelt es sich doch um eine mehr oder weniger lokale Ausbildung des normalen Keratophyrs, die wohl petrographisch, nicht aber geologisch erfaßbar ist. Trotz des damit verbundenen inneren Widerspruchs bildet daher die Bezeichnung Kali-keratophyr eine in beiden Richtungen befriedigende Lösung.

Solchen Differentiationswirkungen begegnen wir bei den Lahnkeratophyren und allem Anschein nach bei den keratophyrischen Magmen überhaupt häufiger, zumal der Alkalivariation. Diese greift im Lahngebiet über das Einzelvorkommen hinaus und wiederholt sich in den räumlich getrennten Bezirken von Katzenelnbogen—Niederneisen (Beispiele Katzenelnbogen, Steinkopf), von Balduinstein—Diez—Gückingen (Steinsberger Kopf, Hausen, Altendiez, Guckenbergs, Aull—Hambach, Heistenbach, Rupbachtal), von Wirbelau—Weilburg (Wirbelau, Guntersau, Wittekindstollen, Hauslei) und von Wetzlar (Hermannstein), für die wir doch letzten Endes einen gemeinsamen Magmaherd bzw. ein und denselben Magmahorizont im Untergrund annehmen müssen. Sie kehrt ebenso im Harz wieder und anscheinend auch im Kirunagebiet, wo in den als Quarzporphyre, Porphyre, Keratophyre und Syenitporphyre bezeichneten Gesteinen nach den vorliegenden Analysen Alkali- und Eisenvariabilität sich gleichfalls bemerkbar machen, das Gesamtmagma aber entschieden keratophyrischen Grundchemismus aufweist. Es hat den Anschein, als wären analoge Erscheinungen in den abyssisch erstarrten syenitischen Äquivalenten wesentlich

seltener. Wie dem aber auch sein mag, vieles deutet darauf hin, daß zum mindesten die Alkalidifferentiation einem Entwicklungsstadium des Magmas angehört, in dem der Gravitationseinfluß mehr oder weniger unwirksam geworden war und von dem der leichtflüchtigen Stoffe sowie von den chemischen Eigenschaften restlicher Kieselsäuren abgelöst wurde. Die kali- und SiO₂-reicheren Schlieren im Alten-diezer Keratophyr sind so gut wie sicher *in situ* entstanden. Und bei Hausen läßt die starke Beteiligung kleiner, aber scharf individualisierter Feldspateinsprenglinge in der Varietät II darauf schließen, daß gewisse Magmapartien eine längere intratellurische Entwicklungsperiode durchmachten oder vermöge ihrer Lage von den Bewegungen und Strömungen im Magma weniger stark beeinflußt wurden. Auffällig ist jedenfalls, daß Fließtextur und ihr folgende Anordnung von Eiseoxydschlieren in der Varietät I ungleich ausgeprägter und verbreiteter sind als in der Varietät II.

Daß die lokalen Eisenanreicherungen, wie sie uns in Eiseoxydform besonders bei Hausen und am Guckenberg, in Karbonatform besonders bei Heistenbach und Aull—Hambach entgegentreten, derselben Entwicklungsphase angehören wie die Alkalidifferentiation, möchte ich nicht annehmen. Sie gehen vielmehr meines Erachtens auf einen wesentlich früheren Vorgang zurück, vielleicht schon auf einen solchen im eigentlichen Magmaherd. Zum mindesten für eine bereits vollzogene Abspaltung des Eisens, bevor das Magma seinen jetzigen Platz einnahm, spricht die Bildung rein oxydischer bzw. rein karbonatischer Schlieren ohne die geringsten silikatischen Beimengungen entschieden. Es erscheint weiterhin ausgeschlossen, daß die verschiedenartigen Eisenverbindungen auf jenen Sonderungsprozeß zurückgehen. Viel wahrscheinlicher ist vielmehr, daß sie, wenigstens teilweise, zeitlich verschiedenen Entwicklungsstadien des Magmas und örtlich verschiedenen Reaktionsvorgängen entstammen. Nimmt man etwa Fe₃O₄-Ausscheidung und -Anreicherung als ursprünglichen Vorgang an, so könnte man beispielsweise an die Reaktion



in der Anreicherungszone denken, wobei genügend große CO₂-Mengen in die darüber liegende Magmaschicht abwanderten, um im Wettbewerb mit dem noch nicht gebundenen SiO₂ eine teilweise Karbonatbildung zu ergeben. Die Eisenglanzbildung könnte etwa einem anschließenden Stadium angehören, in dem unter dem Einfluß freiwerdenden H₂O oxydierende Wirkungen vorherrschend waren. Damit fände der bereits von GOTZ hervorgehobene, rhomboedrischer Spaltung entsprechende Bruch der Eiseoxydadern seine Erklärung, es würde sich tatsächlich um Pseudomorphosen nach Siderit handeln. Die Pyritbildung schließlich wäre etwa örtlich abweichenden Vorbedingungen chemischer Natur zuzuschreiben, was vielleicht annehmbar erscheint, wenn man sich vergegenwärtigt, daß nennenswerte Pyritführung in keinem Vorkommen der ausgedehnteren, am weitesten westlich gelegenen Keratophyrbezirke festgestellt wurde, daß sie im Gebiet um Weilburg auf den Keratophyr im Wittekindstollen beschränkt bleibt und daß sie ihren höchsten Betrag in dem am weitesten nach Osten vorgeschobenen und verhältnismäßig kleinen Einzelvorkommen von Hermannstein bei Wetzlar erreicht. Es sei aber ausdrücklich darauf hingewiesen, daß vorstehende Deutung sich nicht auf unmittelbare

Beobachtungen stützt, sie entspricht nur einer möglichen Erklärung des Verhältnisses zwischen den im Keratophyrmagma angereicherten verschiedenartigen Fe-Bindungen, die durch den Einklang mit einzelnen Beobachtungen bestensfalls eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich hat. Aber die Frage nach diesen Beziehungen drängt sich so stark auf, daß ich sie nicht ganz zu übergehen vermochte.

Relativ reichliche Bildung primären Chlorits, wie wir sie etwa am Steinkopf in der Varietät III, im Vorkommen zwischen Falkenbach und Wirbelau (Mandelfüllung) und bei Justusmühle antreffen, die Muskovitführung des Keratophyrs bei Katzenelnbogen sowie der Biotitgehalt in Hausen II bringen zum Ausdruck, daß unter den leichtflüchtigen Komponenten des Magmas nicht allein CO_2 bzw. CO , sondern ebenso H_2O wirksam vertreten war. Die Verbreitung von mikroskopisch nachweisbarem Topaz in der Mehrzahl der Keratophyrvorkommen zeigt schließlich, daß auch Halogene nicht fehlten. Es kann also mit gutem Grund angenommen werden, daß das Magma leichtflüchtige Stoffe in immerhin beachtlicher Menge enthielt. Daraus sowie aus der Art der resultierenden Minerallien dürfte ferner hervorgehen, daß die Erstarrung bis zu pneumatolytischen Temperaturen hinabreichte, im ganzen also wohl einem relativ niedrigen Temperaturgebiet angehörte. Man könnte vielleicht, ebenso wie dies GEIJER [30] für die Verhältnisse im Kirunagebiet getan hat, auch hier von einer pneumotektonischen (liquidmagmatischen, aber an leichtflüchtigen Stoffen angereicherten) Magmabeschaffenheit sprechen, allerdings unter Beschränkung auf das Keratophyrmagma und die darin enthaltenen Eisenerze, aber unter Ausschluß der eigentlichen Lagermasse.

5. Magmentypen und provinzieller Charakter.

Es kann nach den voraufgegangenen Erörterungen nicht befremden, daß die Zuordnung der Lahnkeratophyre zu NICGLISCHEN Magmentypen [69] in mehrfacher Hinsicht auf Schwierigkeiten stößt. Dies trifft nicht allein auf die unter 4. behandelten sauren Differentiationsprodukte zu, auch sonst besteht die Notwendigkeit, sich mit Abweichungen einzelner oder mehrerer Bezugswerte auseinanderzusetzen. *Die Magmentypen repräsentieren eben den jeweilig annähernden Durchschnitt chemischer Zusammensetzungen von gewisser Variationsbreite und basieren, von einer beschränkten Anzahl Sondertypen abgesehen, auf Gesteinen von überwiegend normaler Beschaffenheit. Daraus ergibt sich von selbst, daß sie einzelne provinzielle Besonderheiten weniger oder unter Umständen überhaupt nicht zum Ausdruck bringen.* Andererseits beruht in der Kenntlichmachung solcher spezifischer Merkmale mit der wesentliche Nutzen der Magmentypen als Vergleichsbasis. *Demzufolge wäre es falsch, wollte man unter den genannten Umständen für die Kennzeichnung des Chemismus durch einen Magmentypus Übereinstimmung zweier Molekularwerte fordern, von denen der eine den Typus, der andere die abweichende provinzielle Eigenart charakterisiert.*

Im Fall der Lahnkeratophyre gilt solches zunächst hinsichtlich der *fm*-Werte und der *c*-Werte. Erstere sind, wie gezeigt wurde, fast ausnahmslos höher als bei Keratophyren, die nicht mit Eisenerzlagerstätten zusammenhängen, letztere erreichen durchgängig einen auffallend geringen Betrag. Da die Höhe von *fm* im vorliegenden Fall vorwiegend durch Fe bedingt wird, ist zugleich im allgemeinen niedrigeres *mg* als in den Typen verbreitet. Alle diese Molekularwerte

werden daher per se von denen der in Betracht kommenden Magmentypen abweichen, sie besitzen bei der Festlegung eines solchen weniger Gewicht als si, al, alk und k. Hinsichtlich c bleibt jedoch die *generelle* Tendenz von ausschlaggebender Bedeutung, während für fm und mg mit einem mehr oder weniger sprunghaft sich ändernden Verhalten gerechnet werden muß, vermöge dessen teils normale, teils übernormale (fm)-bzw. unternormale (mg)-Werte auftreten.

Anders liegen die Dinge bei Abweichungen in den *k*-Werten, und es kann wohl nur mit der Alkalivariabilität in den vorliegenden Gesteinen und mit den sie bedingenden Vorgängen zusammenhängen, daß gerade diese wichtige Bezugsgröße von der normaler Eruptivgesteine häufig und relativ stark differiert. Auffallend ist nämlich, daß es vornehmlich die Gesteine mit hohen *k*-Werten sind, deren Molekularwerte sich nur unvollkommen denen der Magmentypen, d. h. den einem normalen Chemismus entsprechenden anpassen, und daß k allgemein die Neigung zur Überschreitung der Normalwerte verrät, auch hier wiederum häufiger im Sinne einer Zunahme als einer Abnahme. Der ohnehin verhältnismäßig enge Spielraum von k in den einzelnen Magmentypen mag bis zu einem gewissen Grade bei diesen Abweichungen mitwirken, aber diese wiederholen sich doch zu oft und erreichen ein zu hohes Maß, um darin eine befriedigende Erklärung zu finden. So kommt es, daß mehrfach, zumal bei gleichzeitiger fm-Diskrepanz, keiner der NIGGLI'schen Typen vergleichbar erscheint. Da außerdem, wie unter 1. gezeigt wurde, die k-Variabilität eine Erscheinung von keineswegs nur lokaler Bedeutung darstellt, kann, unter Ausnutzung der von NIGGLI offengelassenen Möglichkeit, unter Umständen die Aufstellung eines neuen Magmentyps erforderlich werden. Gleichzeitig erhebt sich aber die allgemeine Frage, ob gegebenenfalls eine Zuordnung zu verschiedenen Gesteinsreihen, die ja wesentlich von k abhängt, auch dann noch als zulässig oder zumindest als zweckmäßig anerkannt werden soll, wenn ein Tendenzzwechsel sich innerhalb ein und derselben Gesteinsmasse vollzieht oder gar nur auf geringfügige Teile einer solchen erstreckt, ohne daß es sich um altersverschiedene Bildungen handelt.

Der Quarzkeratophyr *Aull—Hambach* entspricht am besten dem si-natron-syenitischen Magmentypus, bei allerdings den extremen si-Wert des Typus (300) wesentlich übersteigendem si ($k = 0,27$ statt $0,25$).

Für den Quarzkeratophyr vom *Steinsberger Kopf* fehlt infolge des hohen k-Wertes ein vergleichbarer Magmentypus entsprechender si-Stufe in der Kalireihe. Im rapakiwitischen Typus ist alk niedriger, c höher, die Differenz von al und alk größer. Abgesehen von k könnte man etwa auch den natronengadinitischen Typus heranziehen, doch verbietet $k = 0,25$ eine solche Zuordnung ebenso wie die größere Differenz von al und alk (charakteristisch für die ganze engadinitische Magmengruppe). Unter Berücksichtigung petrologischer Zusammenhänge hat ein Vergleich mit dem kalinordmarkitischen Magmentypus zweifellos mehr für sich, doch kann in diesen infolge der wesentlich niedrigeren si-Stufe (si meist 300—230) und eines k-Wertes von nur 0,4 der Chemismus des Gesteins vom Steinsberger Kopf nicht mehr einbezogen werden. Es ergibt sich somit meines Erachtens notwendig das Erfordernis eines neuen Magmentyps, den man etwa als *si-kalinordmarkitisch* bezeichnen könnte. Sein Verhältnis zum kalinordmarkitischen in der juvitischen Magmengruppe entspräche etwa

dem des normalalkaligranitischen Magmentyps zum nordmarkitischen in der alkaligranitischen Gruppe. Auch hier steigt k bei etwa gleichen sonstigen Molekularwerten (abgesehen von si natürlich) und bei geringer Differenz von al und alk etwas an. Der Chemismus von Altendiez II, für den die gleichen Schwierigkeiten hinsichtlich der Zuordnung auftreten wie beim Steinsberger Kopf, würde gleichfalls dem neuen Typus angehören. Der dortige k -Wert 0,5 wäre vielleicht als Typenwert zutreffender als der vom Steinsberger Kopf.

Im Quarzkeratophyr vom *Steinkopf* findet sich alkaligranitaplitischer Typencharakter bei relativ niedrigem si ziemlich vollkommen ausgeprägt. Ge-wisse Abweichungen der Varietät III, wie der etwas niedrigere k - und der auf-fallend hohe mg -Wert, sind höchstwahrscheinlich spätmagmatischen Einwir-kungen zuzuschreiben, für deren Existenz ja außer der reichlicheren Chlorit-bildung auch Zerklüftung, Bleichung und eine schwache Porosität des Gesteins sprechen.

Der in seinem Gesamtcharakter von den übrigen Lahnkeratophyren sich unterscheidende Keratophyr von *Katzenelnbogen* weicht vom natronengadinitischen Magmentypus durch nicht unbeträchtlich höhere k - und mg -Werte ab, gegenüber dem bostonischen überschreitet sein si um rund 50 Einheiten die obere Grenze dieses Typus. Die übrigen Molekularzahlen schließen sich jedoch enger an den bostonitischen als an den natronengadinitischen Typus an.

Den Chemismus der Varietät *Hausen II* könnte man mit Rücksicht auf fm als gibelitisch kennzeichnen, mit Rücksicht auf alk und die allgemeine Variationsneigung von fm verdient wohl die Zuordnung zum nordmarkitischen Magmentypus den Vorzug.

Bei der Varietät *Hausen I* spricht demgegenüber $k = 0,53$ unverkennbar für Zugehörigkeit zur Kalireihe. Im Gegensatz zur Natronreihe bilden aber allem Anschein nach si -übersättigte Magmen mit $alk > al$ eine Ausnahme, so daß NIGGLI einen entsprechenden Magmentypus der Kalireihe nicht aufge-stellt hat. Nur im wesentlich höheren si -Bereich des alkaligranitaplitischen und des normalalkaligranitischen Magmentypus führt NIGGLI [73] einzelne Bei-spiele mit $k > 0,4$ und $alk > al$ auf, so den Alkalirhyolith von Creede, Colorado, mit si 523, alk 48 und k 0,61, den Natrongranulit von Evisa, Corsica, mit si 445, alk 46 und k 0,47, den Comendit von Comende, Sardinien, mit si 431, alk 42 und k 0,42 sowie den Ägiringranitporphyr von La Sal Mts., Utah, mit si 426, alk 47 und k 0,59. Indessen, wie man sieht, trennt neben si vor allem auch der erheblich geringere alk -Betrag Hausen I grundlegend von diesen Gesteinen. Seine Eigen-art beruht eben darauf, daß zugleich mit alk auch al einen niedrigen Wert auf-weist und so die mineralogische Ausbildung in wesentlichen Zügen der alkali-reicherer Magmen folgt (Alkalihornblende). Notwendig ergeben sich ferner aus alledem zahlenmäßig stärkere Abweichungen in den Molekularwerten vom allein verfügbaren Magmentypus der Kalireihe, der als Vergleichsbasis überhaupt in Frage kommen könnte, dem kalibelitischen. Existierte ein dem si -natron-syenitischen Typus korrelierter si -kalisyenitischer mit $k = 0,5$, so würden die Molekularwerte von Hausen I, insbesondere was die Zulässigkeit schwach negativer Differenz al — alk , die höheren Werte alk , fm und si , schließlich nicht zum wenigsten das niedrigere c anbelangt, einem solchen Typus näher-stehen als dem k -gibelitischen (alk um 35, jedenfalls $\geq 32,5$). Abgesehen vom

Alkaliverhältnis, demzufolge das Gestein nicht ohne einen gewissen Zwang in sonstiger Hinsicht einem Magma der Kalireihe zugeordnet wird, enthält also der Chemismus deutliche, auf ein Magma der Natronreihe hinweisende Merkmale, eine Feststellung, die vielleicht dadurch weniger befremdlich wirkt, daß in einem Teil derselben Eruptivmasse Natrongesteinschemismus voll entwickelt ist (Hausen II). Mit anderen Worten, *es bedurfte im wesentlichen nur einer Alkaliwanderung, um dem Magma einen dem jetzigen Gestein angepaßten anomalen Chemismus zu geben* und die eigenartige Doppelnatur des Sippencharakters innerhalb derselben Gesteinsmasse herbeizuführen. Von einer Anomalie zu sprechen, erscheint auch insofern berechtigt, als der Varietät Hausen I entsprechende Zusammensetzungen unter den magmatischen Gesteinen offenbar recht selten vertreten sind. Bei TRÖGER [91] findet man als abyssische und hypoabyssische Formen nur 2 Beispiele, die wenigstens annähernd analog sind, den Laneitgranit von Antsattro, Madagaskar (Nr. 56,2) und den Riebeckit-Granophyr von Grut-Wells, Ronas, Shetland-Inseln (Nr. 61), aber auch deren k liegt mit 0,42 bzw. 0,41 unter dem von Hausen I. Und unter den effusiven Formen scheinen vergleichbare Zusammensetzungen vollends Ausnahmen zu sein, vielleicht sogar ganz zu fehlen. Jedenfalls enthalten weder die Tabellen von NIGGLI [70], [73], noch die von TRÖGER ein äquivalentes Beispiel. Taurit, Lundyit und Hakutoit (TRÖGER Nr. 74, 75 und 77), ähnlich in bezug auf al, alk und c, besitzen k -Werte von 0,22, 0,39 und 0,35.

Die beiden Varietäten *Wirbelau I* und *II* differieren nicht wesentlich voneinander. Sie schließen sich bezüglich al, alk und al—alk dem si-syenitgrani-tischen Magmentypus gut an, während die c-Werte den normalen Typenwert ($c = 16$) ganz erheblich, den unteren Grenzwert ($c = 8$) immer noch ausgesprochen unterschreiten, und die fm-Werte den oberen Grenzwert des Typus ($fm = 35$) übersteigen. Ähnlich wie bei Hausen I fallen auch hier, wenn wir von k absehen, die Molekularwerte ganz in den Rahmen des si-natronsyenitischen Typus, so daß im wesentlichen die gleichen Überlegungen wie dort gelten. Der k -Wert ist jedoch um 0,1 niedriger als im Fall Hausen, wodurch der Eindruck einer Übergangstendenz infolge lediglicher Verschiebung des Alkaliverhältnisses hervorgerufen wird. Gerade hier verwischt sich auch die Eindeutigkeit der k -Werte (nordmarkitisch $k = 0,3$, normalevisitisch $k = 0,4$, si-syenitgrani-tisch $k = 0,4$) als Kriterium für die Zuweisung zur einen oder zur anderen der beiden Alkalireihen.

Für die Varietät *Altendiez I*, die generell dem k-gibelitischen Magmentypus nahe steht, gelten die eben gemachten Hinweise bezüglich c, fm und k gleichfalls, obschon die si-Übersättigung infolge des höheren Alkaligehaltes nur etwa halb so stark ist wie bei Wirbelau. al—alk wird bereits schwach negativ, allerdings so schwach, daß dies mit dem k-gibelitischen Typus in keinem Widerspruch steht. Schwierig wird dagegen wieder die Zuordnung der stark salischen und stark si-übersättigten Varietät *Altendiez II*, deren k -Wert die Magmen der Natronreihe ausschließt, jedoch im Verein mit der si-Höhe über die entsprechenden Werte normaler Kalimagmen hinausgeht. Die Verhältnisse liegen, wie oben bereits erwähnt, ähnlich wie im Quarzkeratophyr vom Steinsberger Kopf, nur daß fm einen erheblich niedrigeren Wert besitzt als dort, während al und alk nur 4 Einheiten über den dortigen liegen. Der Mineralbestand kennzeichnet

gegenüber dem Hauptgestein die Änderung als aplitisch, und man könnte im Zweifel sein, ob statt si-kalinordmarkitisch nicht die Bezeichnung *kalinordmarkitaplitischer Magmentypus* vorzuziehen wäre. Lediglich die Begrenzung auf einige Schlieren in der Gesteinsmasse schien mir vorläufig mehr für die Bezeichnung *si-kalinordmarkitischer Typus* zu sprechen.

Der Quarzkeratophyr von *Hermannstein* schließt sich bis auf das die obere Typengrenze überschreitende si eng an den nordmarkitischen Magmentypus an. Ob auch hier die Einschaltung eines si-nordmarkitischen zwischen dem nordmarkitischen und dem normal alkali-granitischen Typus zweckmäßig wird, sei dahingestellt.

Die vollkommen eindeutige Zugehörigkeit der Varietät II vom *Guckenbergs* zum kalinordmarkitischen Magmentypus erfährt in der Varietät I durch den gleichzeitigen Rückgang von al und alk eine gewisse Beeinträchtigung, ohne daß jedoch, wie bei Hausen, ein grundlegender Wechsel hinsichtlich der Alkalitendenz eintritt, beide Varietäten sind vermöge ihrer k-Werte zur Kalireihe zu rechnen, und auch die übrigen NIGGLI-Werte von Guckenbergs I stehen dazu nicht im Widerspruch. Auf Grund der alk- und al-Höhe steht I lediglich dem kaligibelitischen Typus näher als dem kalinordmarkitischen. Allerdings verhält sich I insofern regelwidrig, als ein Ansteigen von si mit der gegenüber II bestehenden alk- und al-Abnahme verbunden ist. Hierin und in der zugleich stärkeren Kalibetonung wiederholen sich die Erscheinungen von Hausen I.

Der Chemismus des *Heistenbacher Keratophrys* kann in allen 3 Varietäten dem kaligibelitischen Magmentypus zugerechnet werden, wenn auch in I und III fm die obere Typengrenze wesentlich übersteigt, so daß der salische Magmencharakter nur noch sehr schwach in Erscheinung tritt, si in I etwas unterhalb der unteren Typengrenze liegt und schließlich Varietät II bereits einen Übergang zum kalinordmarkitischen, ja sogar nordmarkitischen Typus darstellt.

Nicht ganz einwandfrei ist die Zuordnung der Varietät I des *Guntersauer Keratophrys* zum kaligibelitischen Typus insofern, als al—alk den zulässigen oberen Grenzwert dieses Typus bereits etwas überschreitet. Da der Grund hierfür nicht im Erhaltungszustand des Gesteins liegt, deutet diese Differenz ein Abweichen vom k-gibelitischen Typus an, dessen Tendenz sich durch Vergleich mit der Varietät II ermitteln läßt. Ihr gegenüber nimmt alk ab, während k und mg ansteigen. Das würde einer Änderung in Richtung syenitgranitischer Magmen bzw. etwa des normalsyenitgranitischen Typus entsprechen, wenn gleichzeitig fm ~ al würde. Das ist jedoch nicht der Fall, im Gegenteil, die Werte beider entfernen sich im Vergleich zur Varietät I voneinander, indem al sich in steigendem, fm in fallendem Sinn ändert. Das heißt der Grundzug isofalen bis schwach femischen Charakters der syenitgranitischen Magmengruppe verwirklicht sich nicht, das Magma bewahrt vielmehr salischen Charakter. Die Abweichung erfolgt also mehr im Sinn eines leukosyenitischen Chemismus, ohne daß jedoch si und c sich anschließen. si liegt etwas oberhalb der oberen, c unterhalb der unteren Grenze entsprechender Typenwerte.

Die Varietät *Guntersau II* wäre noch als gibelitisch zu bezeichnen, wenn man mit NIGGLI einen k-Wert von 0,36 als bestimmend für die Trennung des gibelitischen vom kaligibelitischen Typus annimmt. Auch mg bringt diese Zwischenstellung, die sich nach den bisherigen Erörterungen innerhalb der Gesamtprovinz

geltend macht, zum Ausdruck. k und mg sind aber zugleich die einzigen Molekularwerte, in denen sich gibelitischer ($k = 0,3$, $mg = 0,15$) und kaligibelitischer ($k = 0,4$, $mg = 0,2$) Typus unterscheiden. Es bedarf also nur sehr beschränkter und sehr geringer Veränderungen, um ein Gestein von gibelitischem Allgemeinchemismus der Natronreihe oder der Kalireihe zuzuweisen, wenn der Magmentypus der Entscheidung zugrunde gelegt wird. Und es ist für die Beurteilung der Lahnkeratophyre bezeichnend, daß die jenem Chemismus entsprechenden mehrfach solche Zwischentypen darstellen, so Hausen II, Heistenbach II, Guntersau II und Wittekindstollen.

Während der Guntersauer Keratophyr mit niedrigen positiven Quarzzahlen sich noch als si-gesättigt erweist, ist qz des gleichfalls kaligibelitischen Keratophrys aus dem Wittekindstollen ($k = 0,38$) merklich negativ.

Im Keratophyr der *Hauslei* ist wiederum Kalitendenz stärker ausgeprägt, und zwar nicht allein im k -Wert, sondern auch in den übrigen Größen. Der Chemismus kommt dem normalsyenitischen Magmentyp am nächsten, insbesondere hinsichtlich der Isofalie und des für die Lahnkeratophyre ungewöhnlich hohen c -Wertes, obschon der Normalwert des Typus nicht erreicht wird. Hierin sowie in dem die obere Typengrenze etwas überschreitenden si und im relativ niedrigen mg -Wert nähert sich das Gestein mehr dem leukosyenitischen Typus, doch sprechen Isofalie und alk-Höhe gegen eine solche Zuordnung.

Die beiden mit „*Rupbachtal*“ und „*Justusmühle*“ bezeichneten Proben entstammen der aus dem Rupbachtal zur Höhe von Gutenacker aufsteigenden Eruptivmasse, also der gleichen magmatischen Einheit und sind daher auch genetisch unmittelbar miteinander verknüpft. Die Varietät Justusmühle wurde direkt oberhalb dieser im petrographischen Schrifttum bereits bekannten Lokalität geschlagen, aber sie ist wohl kaum identisch mit dem von T. G. PRIOR als Riebeckit-Ägirin-Tinguait bezeichneten Gestein (ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie II/1, S. 625). Die Varietät Rupbachtal steht etwas weiter hangaufwärts und nur einige 100 m nordwestlich der Justusmühle an. Jedenfalls differieren beide Varietäten in ihrem Chemismus nicht unerheblich und lassen sich nicht ohne weiteres dem gleichen Magmentypus unterordnen, weil auch hier die k -Werte wieder so stark auseinandergehen, daß für die Varietät Rupbachtal ($k = 0,45$) nur ein Typus der Kalireihe in Frage kommt, während k der Varietät Justusmühle genau dem Grenzwert entspricht und somit seine Bedeutung als charakteristisches Merkmal verliert. Aber auch in den übrigen Molekularwerten besteht nur mangelhafte Übereinstimmung mit einem der NIGGLSchen Normaltypen. Rupbachtal würde sich am besten in einen dem normalnatronsyenitischen analogen Typus der Kalireihe einfügen, von dem jedoch das den oberen Grenzwert übersteigende fm abwiche, obschon si die Höchstgrenze erreicht, demgemäß also für fm eher fallende als steigende Tendenz normal wäre. Ein solcher Typus wäre aber nicht identisch mit dem jetzigen normalsyenitischen, da für diesen ein höheres c charakteristisch, dagegen alk meist niedriger ist als im vorliegenden Fall. Im normalsyenitgranitischen Typus ist zwar alk höher, gleichzeitig steigt aber c noch mehr, während fm zurückgeht. Dazu kommt noch das normalerweise höhere si (300—220). Es trifft somit die wiederholt bei den Lahnkeratophyren gemachte Feststellung erneut zu, daß trotz relativ hohen k -Wertes die Parallelisierung mit einem Magmentypus der

Kalireihe unbefriedigend ist. Die Vermutung, hierfür irgendwelche Stoffwanderungen größereren Ausmaßes verantwortlich zu machen, wird dadurch gestärkt, und die k-Variabilität sowie das Verhalten von fm sprechen dafür, daß im Gesamtsystem Voraussetzungen gegeben waren, die eine gesteigerte Beweglichkeit vor allem der Alkalien, sodann aber auch des Eisens und teilweise des Magnesiums (mg zwischen 0,05 und 0,39) bewirkten.

Mineralogisch besteht der Kernpunkt, in dem sich Normalsyenite und Rupbachtal-Typus unterscheiden, darin, daß dem letzteren An-haltiger Plagioklas fremd ist und an seine Stelle reiner Albit tritt. Gleiches macht sich auch in einer Reihe der übrigen Gesteine bemerkbar, aber nicht in demselben Grade wie bei dem Beispiel Rupbachtal. Die Auswirkungen auf den Chemismus sind ohne weiteres klar, auch daß, abgesehen vom Alkaliverhältnis, die Molekularwerte jeweils denen der Natrongesteine sich besser anpassen als denen der Kaligesteine. Speziell handelt es sich in der Natronreihe um Glieder der alkali-granitischen und natronsyenitischen Magmengruppen, in der Kalireihe um solche der juvitischen und syenitischen Gruppen. Der Existenz solcher Übergangstypen hat bereits NIGGLI durch Begriffe wie kalinordmarkitisch und kaligibelitisch Rechnung getragen, die ja strenggenommen, ebenso wie die Gesteinsbezeichnung Kalikeratophyr, einen gewissen inneren Widerspruch enthalten, denn mit dem Namen Nordmarkit, Gibelit und Keratophyr sind die Gesteine bereits als Natrongesteine charakterisiert. Es gibt also „*Kalinatrongesteine*“ und auch der Rupbachtal-Typus repräsentiert ein solches. Unter diesen Umständen ließe sich für dessen Chemismus meines Erachtens sogar eine Kennzeichnung wie „*kalnatronsyenitisch*“ rechtfertigen.

In seinem Allgemeincharakter läßt sich der Chemismus der Varietät Justusmühle mit dem normalen natronsyenitischen Typus vereinbaren, wenn auch die Höhe von k und die merklich negative Differenz von al und alk für ihn ungewöhnlich sind. Beide Merkmale kennzeichnen eine Tendenz zum lardalitischen und normalfoyaitischen Typus, ersterem steht Justusmühle hinsichtlich der Höhe von alk, letzterem hinsichtlich des Wertes von c und der Häufigkeit kleiner negativer (al—alk)-Beträge näher.

Wenn hier der chemische Charakter der Lahnkeratophyre im Vergleich zu den Magmentypen NIGGLIS nochmals ausführlicher erörtert wurde, so deshalb, weil das Ergebnis mehrfach von dem seinerzeit in der Arbeit von Götz dargelegten abweicht, sodann aber, weil diese Betrachtung erkennen läßt, wie wertvoll die Magmentypen als Repräsentanten der Normalchemismen für die Erfassung spezifischer Eigentümlichkeiten und ihnen zugrunde liegender Entwicklungstendenzen sich erweisen können. Man ist zunächst leicht geneigt, aus etwaiger mangelhafter Übereinstimmung mit einem der Magmentypen deren Unzulänglichkeit zu folgern. Es liegt indessen in der Natur der Sache, daß manche Gesteine chemisch nicht in den Rahmen eines „typischen Chemismus“ passen. Ja es muß meines Erachtens die Streichung des einen oder anderen Typus ebensogut in den Bereich der Möglichkeit gestellt werden wie die von NIGGLI vorgesehene Schaffung neuer Typen, sofern sich dessen Bindung an nicht normale Voraussetzungen herausstellt. Eine auch äußerlich gekennzeichnete Unterscheidung der Normaltypen von jenen Sondertypen, etwa als O-Typen und E-Typen dürfte zweckdienlich sein.

Der Versuch der Typenzuordnung vermittelt insbesondere einen Einblick in das Ausmaß der häufigen, regellos verteilten und bis auf die Varietäten des Einzelvorkommens, ja bis auf einzelne Schlieren sich erstreckenden Alkalivariation und in den damit eng verbundenen mehrfachen Wechsel des Sippencharakters innerhalb der Teilbereiche. Notwendig ergibt sich daraus die Frage nach der *Beurteilung des petrographischen Charakters der Gesamtprovinz*. Im allgemeinen besteht ohne weiteres die Möglichkeit, von Fall zu Fall den chemischen Charakter der Einzelvorkommen oder der Varietäten innerhalb solcher einem Magmentypus zuzuordnen und damit deren Reihenzugehörigkeit zu bestimmen. Aber nicht in jedem Fall ist es statthaft, diese das Einzelgestein betreffende und in ein System einordnende Aussage auf den natürlichen Gesteinsverband, die Gesteinsprovinz, oder unter Umständen sogar den geologischen Gesteinskörper, auszudehnen. *Die für die systematische Stellung des Einzelgesteins wesentliche Einordnung in eine Gesteinsreihe deckt sich nicht notwendig mit dem Sippencharakter des natürlichen Gesteinsverbandes, der petrographischen Provinz.* Obwohl nun im Lahngebiet die Keratophyre mit andersgearteten Gesteinen vergesellschaftet, ja sogar genetisch verknüpft sind, läßt sich eine Beurteilung des Provinzcharakters nach dem Keratophyrchemismus allein insofern vertreten, als der untermitteldevonische Magmatismus ausschließlich durch Keratophyre repräsentiert wird, während die assoziierten magmatischen Bildungen erst im Oberdevon oder um die Wende Oberdevon/Karbon auftreten. *Zumindest in der Frühperiode bestimmt somit das Keratophyrmagma den Charakter der magmatischen Tätigkeit im Lahngebiet überhaupt, d. h. den Charakter der magmatischen Provinz.*

Daß die Keratophyre des Untersuchungsgebietes reine Alkaligesteine sind, steht außer Zweifel. Das beweisen chemisch Kalkarmut und Alkalireichtum sowie Typenzugehörigkeit eindeutig. Das geht ebenso aus dem Mineralbestand hervor, selbst wenn nur in einem Teil der Gesteine Alkalipyroxene und -amphibole bisher nachgewiesen sind. Ungleicher schwerer ist, wie aus der Verteilung der Einzelgesteine hervorgeht, die Frage zu entscheiden, ob wir es mit einer Natron- oder Kaliprovinz zu tun haben. Infolge der Alkalivariabilität und des nur vereinzelten Auftretens si-untersättigter Gesteine läßt sich der Provinzcharakter aus den Einzelgesteinen nicht unmittelbar ersehen. Die Art der Verteilung kalireicherer und natronreicherer Gesteine macht es unmöglich, deren quantitative Anteile auch nur angenähert zu schätzen und so von der Durchschnittszusammensetzung des Gesamtmagmas ein ungefähr zutreffendes Bild zu gewinnen. Aus dem Umstand, daß 54 % der analysierten Gesteine Magmentypen der Kalireihe und nur 33 % solchen der Natronreihe entsprechen, während 13 % eine Zwischenstellung einnehmen, darf keinesfalls gefolgert werden, daß das Schwerpunkt für die petrographische Provinz auf Seiten der Kalivormacht gelegen sein muß. Es erscheint insbesondere folgendes eigenartig:

1. als Magmentypen der Kalireihe fungieren der si-kalinordmarkitische (neu), der kalinordmarkitische, der kaligibelitische, ein si-kalisyenitischer (neu) und ein kalnatronsyenitischer (neu), das sind ausschließlich solche, die sich von den entsprechenden Typen der Natronreihe außer in den k-Werten nicht bzw. nur wenig unterscheiden;

2. *si-kalisyenitisch bzw. normalalkalisyenitisch im oben dargelegten Sinn verhalten sich ausschließlich Gesteine, deren Alkalismasse die relativ niedrigsten Werte aufweist, alk ≤ 30 , und zwar unabhängig von der si-Stufe:*

3. *zu den drei si-kalisyenitischen bzw. klincklytrosyenitischen Beispielen gehören ausgerechnet die mit dem höchsten Bestand an Alkalihornblende (Hausen I und Rupbachtal):*

4. *die gleichen Beispiele treten als begrenzte Gesteinspartien solcher Gesteinsmassen auf, die nach ihrem Typencharakter eindeutig ihren Platz in der Natronreihe haben. Nimmt man hinzu, daß ein Teil der Gesteine von gibelitischem Allgemeinchemismus mit seinen k-Werten auf der Grenze normalgibelitischer und kaligibelitischer Werte steht, so dürfte es nicht so ganz unberechtigt sein, in der Wanderungsfähigkeit der Alkalien den Hauptgrund für die Inkonstanz im Reihencharakter zu suchen.*

Immerhin geht aus der vergleichenden Untersuchung hervor, daß von einer reinen Natronprovinz im Mitteldevon nicht die Rede sein kann, wie es vielleicht nach der generellen Bezeichnung der Gesteine als Keratophyre zunächst scheinen möchte. Aber ebenso unhaltbar wäre es, wollte man auf Grund der Mehrzahl der Magmentypen von einer Kaliprovinz sprechen. Die Charakterisierung des Gebiets als Übergangsprovinz wiederum erscheint unbefriedigend insofern, als nur wenige Einzelvorkommen Übergangsmerkmale aufweisen und regionale Kontinuität im Eintreten des Tendenzwechsels oder Bindung der verschiedenartigen Entwicklung an bestimmte Zonen nicht besteht. *Meines Erachtens wäre es in Fällen wie dem vorliegenden, mit einem sprunghaften, zum Teil auf kleinstem Raum erfolgenden Alkolidenzwechsel richtiger, die petrographische Provinz als „amphotere Alkaliprovinz“ zu kennzeichnen.* Damit würde wenigstens das nach außen in Erscheinung tretende Gesamtbild erfaßt werden. Daß nur solche Provinzen in der vorgeschlagenen Weise zu benennen wären, innerhalb deren der fraglichen Erscheinung mehr oder weniger *generelle Bedeutung* zukommt, bedarf kaum besonderen Hinweises. Ebensowenig kann die nicht eben häufige Existenz solcher Provinzen die Bedeutung der normalen, im wesentlichen einheitlichen Sippencharakter tragenden Entwicklungen in Frage stellen.

Aus der Anordnung der alkalivariablen Gesteine bzw. Gesteinsvarietäten ist zu schließen, daß ihr ein Vorgang *in situ* nicht zugrunde liegt. Trotzdem dürfte die Alkalidifferenzierung einer verhältnismäßig späten Entwicklungsphase des Magmas angehören, eine Annahme, die besonders durch die Wiederholung und zugleich Verstärkung der Erscheinung in den Weilburgiten gestützt wird. Auf die weitere Frage nach den Vorgängen, die zur Entstehung des Keratophyrmagmas als Ganzes geführt haben, läßt sich naturgemäß eine bestimmte Antwort nicht geben. Wir können hier nur deduktiv verfahren. Zugunsten einer Differentiation sprechen diesbezügliche Berechnungen im speziellen (siehe S. 131ff.) sowie Erfahrungstatsachen im allgemeinen offensichtlich. Demgegenüber läßt sich schwerlich ein positives Argument dafür beibringen, daß das Keratophyrmagma etwa hybriden Charakters oder durch Sial-Aufschmelzung entstanden sei. Insbesondere wurde *in keinem der zahlreichen untersuchten Schlitte auch nur das geringste Anzeichen einer Assimilation fremden Materials gefunden.*

II. Die Weilburgite.

Die von mir mit dem Namen *Weilburgit* belegte Gesteinsgruppe umfaßt Gesteine, die zuvor dem Diabas, teilweise auch wohl dem Schalstein zugerechnet wurden. Sie entspricht jedoch nicht einer einzelnen der drei von AHLBURG und KEGEL [2] unterschiedenen Gruppen: 1. Hornblendendiabase; 2. dichte Diabase, Diabasmandelstein und Labradorporphyrit des oberen Mitteldevons sowie gewisse Diabase (Diabasmandelsteine) des mittleren Oberdevons um Weilburg; 3. Normaldiabase (körnige Diabase) des jüngsten Oberdevons einschließlich Deckdiabas. Vielmehr finden sich, wenn man die Angaben der geologischen Karte zugrunde legt, ihre Vertreter in allen 3 Gruppen, mögen sie auch überwiegend von der zweiten gestellt werden. Die entsprechende ursprüngliche Dreigliederung der magmatischen Aktivitätsperioden gründet sich ebenso wie die spätere Zweigliederung (1. Periode Oberes Mitteldevon — Mittleres Oberdevon; 2. Periode beginnend im älteren Unterkarbon, abschließend im tiefsten Teil des Oberen Visé) durch KEGEL [50] wesentlich auf die Annahme eines rein effusiven Vulkanismus. Im Gegensatz dazu führten geologische Beobachtungen von H. RICHTER [78] zu einer subkrustalen, im wesentlichen syntektonischen Bildung der fraglichen Gesteine, und die petrographische Untersuchung sowie die daran anschließenden Überlegungen sprechen zugunsten einer solchen Auffassung. Als Glieder der Diabasfamilie allerdings lassen sich die Gesteine nach meiner die Mehrzahl selbständiger Vorkommen im Lahngebiet umfassenden mikroskopischen und chemischen Prüfung nicht interpretieren. Vielmehr handelt es sich um eine bislang wenig bekannte bzw. verkannte und in ähnlichem Umfang wie im Untersuchungsgebiet auch wohl selten verbreitete Gesteinsgruppe, genetisch den Keratophyren ungleich enger verwandt als den Diabasen. Die Voraussetzungen für deren Beurteilung dürften daher im Lahngebiet besonders günstig liegen.

1. Weilburgit und Spilit.

Die Gefahr einer Verkennung besteht hauptsächlich insofern, als unter Umständen die *chemische Zusammensetzung*, in geringerem Maß der Mineralbestand *bestimmter* Weilburgite recht große Ähnlichkeit, ja selbst Übereinstimmung mit Spiliten erreichen kann. In einer ausgezeichneten Untersuchung hat daher neuerdings E. NIGGLI [67], der unter anderem die Weilburgite zum Vergleich mit den im nachgranitischen Permokarbon der Zentralmassive und der helvetischen Decken im Vorderrheingebiet auftretenden Spiliten heranzieht, den Standpunkt vertreten, es sei „nicht zweckmäßig, eine *nachträgliche* Albitisierung als Voraussetzung der Bezeichnung Spilit anzusehen“. Er beruft sich darauf, daß der Name Spilit bereits von verschiedenen Autoren (SUNDIUS, BENSON, WELLS) für Gesteine mit primärem Albit angewendet wurde. Der springende Punkt ist jedoch nicht primäre Albitausscheidung oder nachträgliche Albitisierung allein, sondern ebenso sehr die Tatsache, daß *der Kalkgehalt* in den Spiliten dem Diabasmagma entstammt, der *in jenen mit Spiliten übereinstimmenden Weilburgiten jedoch nachweislich einer Sedimentaufnahme*. Übergehen wir diese Feststellung, dann erhalten wir jene weite Streuung der Weilburgit-Projektionspunkte, die zu einer Identifizierung der Weilburgitschmelze mit einem basaltischen Magma verführen kann, eine Folgerung, deren Nichtzutreffen für einen

großen Teil der Weilburgite (z. B. Kaliweilburgite) ganz offenkundig wird und die unweigerlich zur Verkennung des genetischen Zusammenhangs führt. Jene Streuung tritt unter anderem in den von E. NIGGLI für die Lahngesteine entworfenen Diagrammen, insbesondere im π - k -Diagramm und im γ -mg-Diagramm, in Erscheinung, im Gegensatz zu den Abb. 23 und 24 dieser Arbeit.

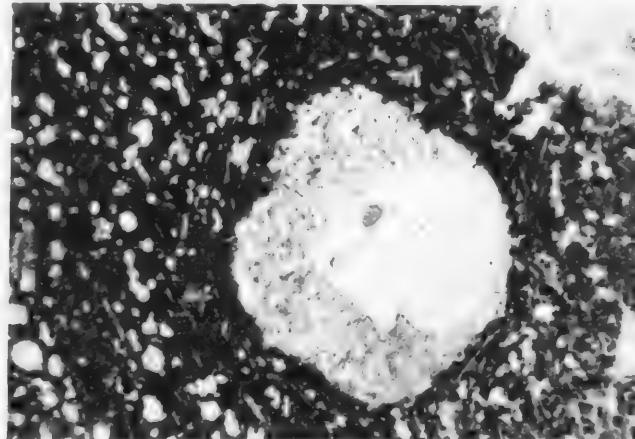
Der Grund ist klar, er liegt in dem außerordentlich stark variierenden CaO-Gehalt der Analysen, der jenseits einer bestimmten unteren Grenze so gut wie ausschließlich aus der wechselnden Karbonatführung resultiert. So kommt es zu chemischen Zusammensetzungen, deren CaO-Betrag zum Teil weit über den von Diabasspliliten hinausgeht, andererseits sichtlich darunter liegt, je nach dem Grad der Kalkaufnahme und der Kalkassimilation. Die oben erwähnte gelegentliche Übereinstimmung erweist sich also als eine rein zufällige. Äußerst merkwürdig ist ferner, daß Epidot als Ca-haltiges Reaktionsäquivalent etwaigen ursprünglichen Anorthits den Weilburgiten völlig fremd ist, obschon an und für sich die Voraussetzungen für Epidotbildung gegeben waren. In den Weilburgiten vom Gaudernbacher Typus begegnen wir vereinzelt auch ihr, aber nicht gebunden an Feldspate, sondern an Reaktionszonen zwischen Magma und Karbonat. Hier begleitet Epidot gelegentlich analog entstandene Augitskelette (Abb. 43*—46*)¹. Die Existenz völlig oder nahezu karbonatfreier Weilburgite schlechthin gewinnt unter solchen Umständen besondere Bedeutung. Und ihr Chemismus unterscheidet sich grundsätzlich auch in bezug auf CaO von dem der Diabassplilite und damit zugleich von normaldiabasischer bzw. normalbasaltischer Zusammensetzung.

Die Parallelisierung der Weilburgite mit den Spiliten wird vollends bedenklich durch ihre Konsequenzen für die Klärung des Schalsteinproblems. Die Schalsteine wurden bislang als Diabastuffe angesprochen, sind jedoch nach meiner eingehenden Untersuchung Mischgesteine, hervorgegangen aus der Injizierung weilburgitischer Schmelzen in Keratophyrtuffe sowie in mitteldevonische Kalk- und Schieferhorizonte. Effektiv stehen sie also mit dem unterkarbonischen Diabasvulkanismus in keinerlei Zusammenhang, die injizierte Komponente ist denn auch strukturell und mineralogisch von den Diabasen absolut verschieden.

Bezeichnen wir die Weilburgite als spilitisch, dann verwischen wir den wahren Sachverhalt, eine Gefahr, die um so mehr besteht, als ein Teil der Lahngebiets-Diabase tatsächlich spilitisiert ist. Aber deren Gesamtbild weicht von dem der Weilburgite völlig ab. Allein schon darin, daß von einer „Spilitisierung“ gesprochen wird, kommt der sekundäre Charakter jenes Vorgangs zum Ausdruck, dem echte Spilite ihre Entstehung verdanken. Es bestehen also wesentliche genetische Unterschiede zwischen Weilburgit und Spilit. Leider sind wir nur selten in der Lage, genetische Gesichtspunkte bei der petrographischen Nomenklatur anzuwenden. Aber das ist kein Grund es dort nicht zu tun, wo es möglich ist und im Interesse klarer Definierung liegt. Der Umstand, daß die Entscheidung, ob Spilit oder Weilburgit vorliegt, in Einzelfällen zweifelhaft bleibt, erscheint mir als das geringere Übel. Immerhin wird eine engere Verknüpfung mit Keratophyren stets ein Verdachtsmoment auf weilburgitischen Charakter bilden.

¹ Die mit * versehenen Nummern, hier und im folgenden, beziehen sich auf die Abbildungen in [59].

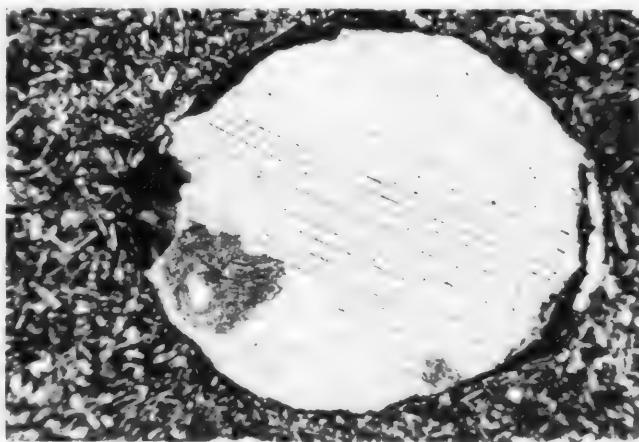
Es ist nun keineswegs so, daß das aus den CaO-Schwankungen resultierende Auseinanderfallen der ihrer sonstigen Art nach offensichtlich zusammengehörigen, ja vielfach sogar ein und demselben Vorkommen entstammenden Gesteine das einzige Kriterium bildet für die nichtmagmatische Natur des Kalkes, richtiger



Ohne Analysator

Vergr. 20 fach

Abb. 1. Fremdquarz (gerundete Dihexaederform) in einer „Karbonatmandel“. Man beachte die fluidale Anordnung der Feldspatleistchen rings um die „Mandel“. Aus Weilburgit, Westfuß des Schellhofskopfs bei Weilburg.



Ohne Analysator

Vergr. 20 fach

Abb. 2. Schiefer Einschlüsse innerhalb eines durch Umkristallisation entstandenen Calcit-Einkristalls. Aus Weilburgit, Münsterstollen (zwischen Laubusbach-Tal bei Münster und Langhecker Tal) der Grube Strichen.

der karbonatischen Komponente. (Die in 2 Beispielen durchgeföhrte Analyse ergab Beteiligung von $MgCO_3$ sowie von geringen Mengen $FeCO_3$ und $MnCO_3$. Näheres s. S. 50 und 54.) Es gibt daneben eine ganze Anzahl weiterer direkter und indirekter Beweise.

Zu den ersteren gehören *Einschlüsse* von gerundetem Quarz (Abb. 1) und Tonschiefer (Abb. 2 und 48*) in den Karbonatpartien, der Nachweis von

Fossilresten in teils kalkiger, teils nachträglich verkieselter Beschaffenheit (Abb. 3. ferner 51*—54*, 57*, 58*, 144*) sowie schließlich die *Verbandsverhältnisse* zwischen Karbonat und magmatischem Erstarrungsprodukt und die rein mechanische Beeinflussung des einen durch das andere. Es mußten offenbar feste Karbonatkomplexe vorliegen, zwischen denen die Schmelze sich schlierenförmig ausbreitete und von solchen Schlieren aus feinste Apophysen in die Umgebung entsandte und oft netzartig verteilte (Abb. 4 und 5). Ebenso eindeutig setzt die rein mechanische Sprengung von Karbonatkomplexen (Abb. 6) ein solches Verhältnis voraus.

Bei den seinerzeit ([58] Tafel VII) publizierten Mikroaufnahmen konnte man vielleicht noch Zweifel hegen bezüglich der fossilen Natur, bei den Abb. 3

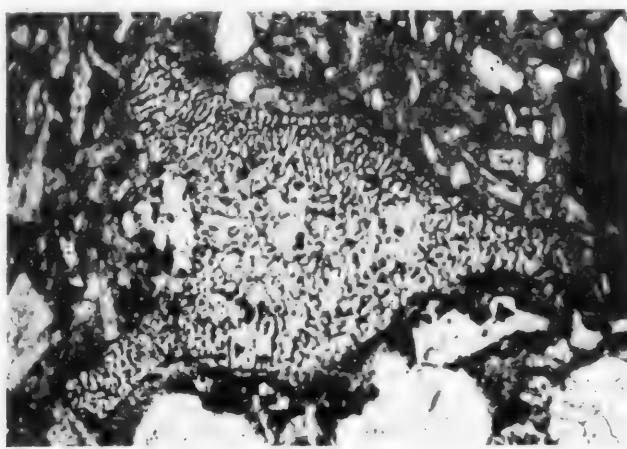


Abb. 3. Relikt eines Fossils aus dem von der Weilburgitschmelze aufgenommenen und bei der Umkristallisation im allgemeinen zu Pseudodomänen (unterer Bildrand) umgeformten Kalk. Aus Weilburgit, Grube Georg-Joseph bei Gräveneck, 75-m-Sohle, Abbau 23.

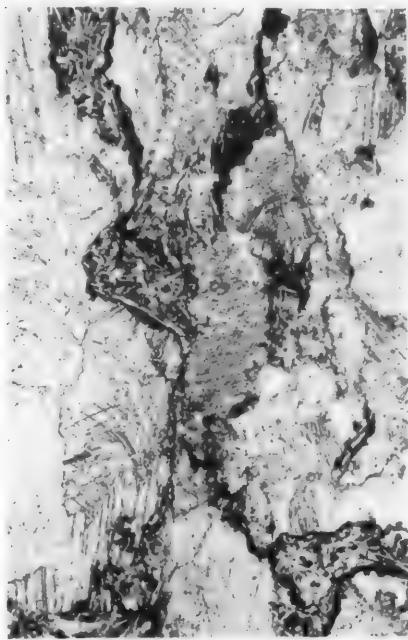
und 51* sowie 57* und 58* gestatten äußere Form und zellige Textur der Objekte auch nicht den geringsten Zweifel an ihrem fossilen Charakter.

Indirekte Beweise liefern zahlreiche Erscheinungen, die mit Umkristallisation, teilweiser Lösung, metasomatischer Verdrängung des Karbonats und chemischer Reaktion zwischen Karbonat und Silikatschmelze zusammenhängen.

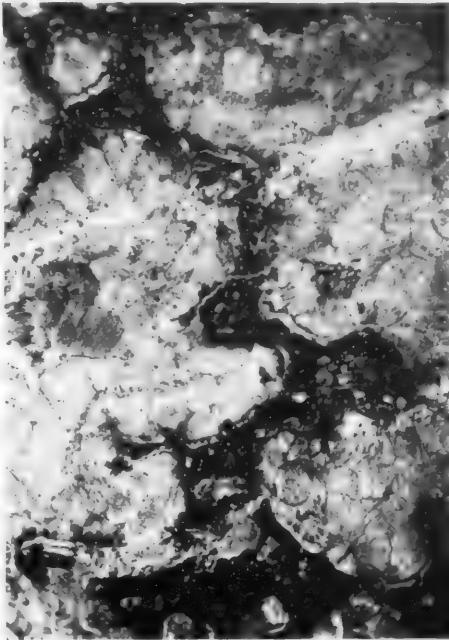
Umkristallisation ist besonders stark verbreitet und als solche evident, wo grobkristalline, mit Vorliebe randliche Partien, unmittelbar mit dichtem Kalk verknüpft sind (Abb. 59*) oder eine zonare Schichtung mit deutlichen kristallographischen Umrissen eingetreten ist (Abb. 7 bzw. 60*—62*).

Anzeichen einer teilweisen *Lösung*, *Lösungswanderung* und *Wiederausscheidung* sind mannigfacher Art: außer den offensichtlichen Korrosionseffekten makroskopischer (Abb. 10, 97*) und mikroskopischer (Abb. 51*, 57*, 64*, 65*, 92*, 96*) Dimensionen mögen hierunter die eigenartigen blasigen und tropfenförmigen Texturen im Grenzbereich zwischen Karbonat und Silikatschmelze (Abb. 8 und 9 sowie 30*—34*) genannt werden, die man vielleicht als Status nascendi kugel- bis ellipsoidförmiger Mandeln (Abb. 91*) deuten darf. Für eine

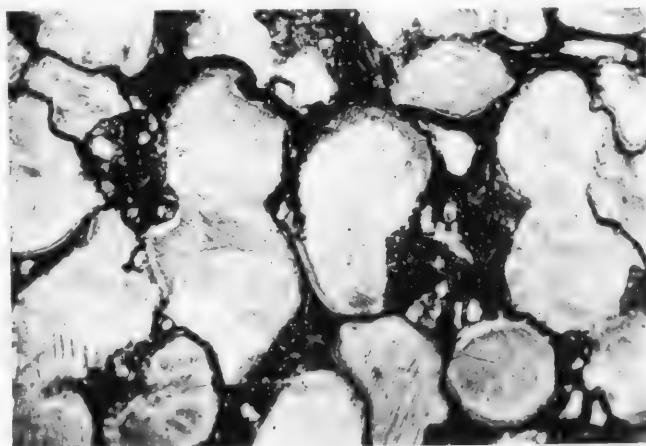
solche Auflockerung und Verteilung ursprünglich geschlossener Karbonat einschlüsse sprechen ebenso die eekig umrissenen und auf enge Bezirke lokalisierten



Ohne Analysator Vergr. 20fach
Abb. 4. Schlierige Weilburgit-Verteilung in aufgenommenem und rekristallisiertem Kalk. Schlieren stellenweise zu hauchdünnen Lagen reduziert. Aus Na-Weilburgit, Gabelstein, Straßenschleife über dem Cramberger Eisenbahntunnel (Bl. Schaumburg).



Ohne Analysator Vergr. 15fach
Abb. 5. Wie Abb. 4. Infolge netzartiger Ausbreitung der Schlieren werden einzelne Karbonatpartien abgeschnürt und in mandelförmige Gebilde überführt. Aus Weilburgit, Straße Gräveneck—Wirbelau, etwa 100 m vor Wirbelau (Bl. Weilburg).



Ohne Analysator Vergr. 12fach
Abb. 6. Aufspaltung eines Karbonatnestes in mandelförmige Gebilde (Pseudomandeln) durch die Weilburgitschmelze. Um einzelne „Mandeln“ schmale Chloritsäume. Aus Weilburgit, Grube Strichen bei Langhecke (Bl. Eisenbach).

Schwärme aus verschieden geformten Mandelaggregaten (Abb. 10, 99*, 100*), sowie die gleichmäßige Karbonatdurchsetzung innerhalb scharf umrissener und

eindeutig lokalisierter Gesteinsbereiche, die zum Teil an graphische Quarz-Feldspatverwachsung erinnert (Abb. 66*), ferner schlierige Karbonatdurchwebungen wie in Abb. 103*. Es ist bezeichnend, daß die eigenartigen „dunklen

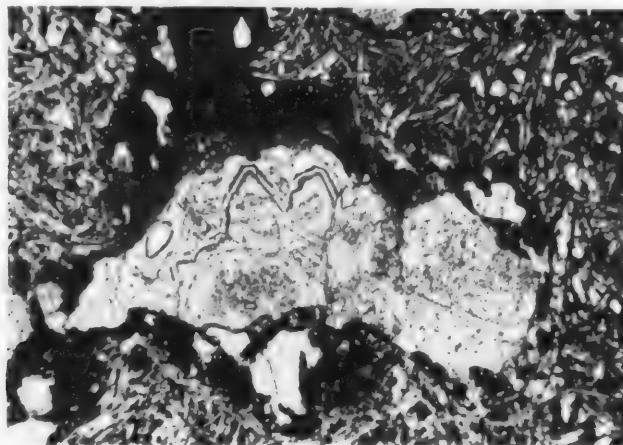


Abb. 7. Reaktionshof um Karboneinschluß. Zonenbildung im Karbonat infolge Umkristallisation und Diffusion. Na-Weilburgit, Balduinstein, Fuß des Hauserberges (Bl. Schaumburg).

Knollen“ (Abb. 10) im Weilburgit vom Westfuß des Schellhofskopfs bei Weilburg und aus dem Tiefenbachälchen bei der Arfurter Mühle auch nach Abzug des Karbonats noch überraschend viel CaO enthalten (Nr. 57 und 58 in Tabelle 11

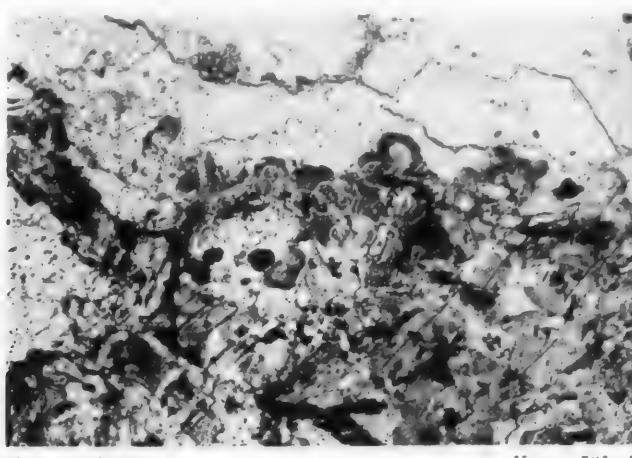


Abb. 8. Blasig-tropfenförmige Textur Entwicklung im Grenzbereich zwischen Weilburgit und aufgenommenem Kalk. Aus Na-Weilburgit, Gabelstein, Straßenschiefe über dem Eisenbahntunnel bei Cramberg.

und 15, 16), das sicherlich ursprünglichen Karboneinschlüssen entstammt, deren CO₂ zum Teil entwichen ist. Die Frage freilich, in welcher Form Ca in der mit dem Mikroskop nur sehr unvollkommen auflösbar Masse der Knollen enthalten ist, muß vorläufig offen bleiben. Es muß aber wesentlich in den trüben feingörnelten, in der Hauptsache isotrop sich verhaltenden Partien

stecken. Nach dem Chemismus wäre teilweise Bindung als Phosphat (Phosphorit ?), Aluminat ($\text{Ca}_4\text{Al}_2\text{O}_7$?) bzw. Aluminathydrat, Titanit in leukoxenartiger

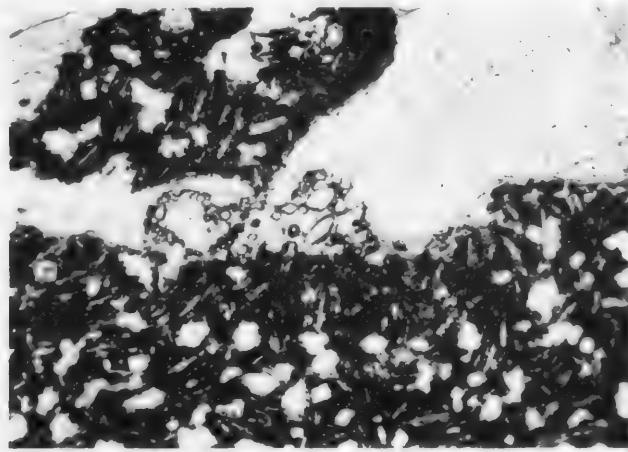


Abb. 9. Analoge Erscheinungen wie in Abb. 8 im Mela-Weilburgit. Schmaler Chloritsaum begleitet in der Regel den Weilburgitrand. Aus Mela-Weilburgit, Westfuß des Schellhofskopfs bei Weilburg.

Beschaffenheit, im Beispiel vom Schellhofskopf (kaum aber in dem aus dem Tiefenbachtälchen) auch irgendein Calciumsilikat bzw. -silikathydrat möglich.

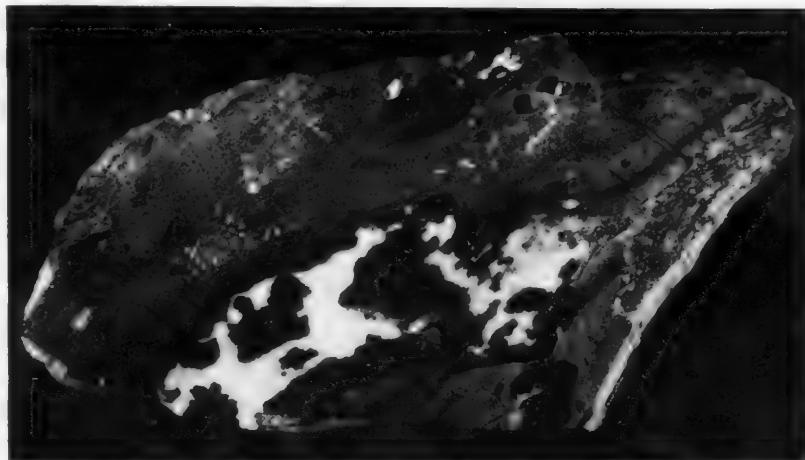


Abb. 10. Schlierig ausgezogene „dunkle Knolle“ mit Resten des teilweise resorbierten Kalks im Kern der Knolle und mit einer eigenartigen, durch winzige Karbonatreste und blasige Formen gekennzeichneten Texturentwicklung an deren Ende rechts. In der linken Bildhälfte über der dunklen Partie eckig umrissene Schwärme kleiner „Karbonatmandeln“ als Resorptionsrelikte.

Aus Mela-Weilburgit. Westfuß des Schellhofskopfs bei Weilburg. Anschliff.
Unggefähr $\frac{1}{2}$ natürlicher Größe.

Denkbar wäre indessen auch, daß zum mindesten ein Teil des Ca nur adsorptiv gebunden sein könnte.

Für die *Wanderung des Karbonats* während der Gesteinserstarrung liefern die Wulste am Gabelstein (Abb. 154* und 156*) charakteristische Beispiele.

An Stelle ursprünglich kompakter Kalkeinschlüsse in den Wulstkernen (Abb. 155* und 156*) sind hier freie, mit Calcitkristallen ausgekleidete Drusenräume getreten (Abb. 158*), während große Teile des Kernkarbonats nach außen gewandert und in Form konzentrisch angeordneter Mandelzonen erneut auskristallisiert sind.

Die Aufteilung größerer umkristallisierter Karbonatnester auf dem Wege teilweiser metasomatischer Verdrängung durch Chlorit und deren Zersetzung in meist unregelmäßig geformte mandelähnliche Karbonataggregate läßt sich in allen Stadien und an zahlreichen Stellen verfolgen (Abb. 20*, 25*). Wenn wir

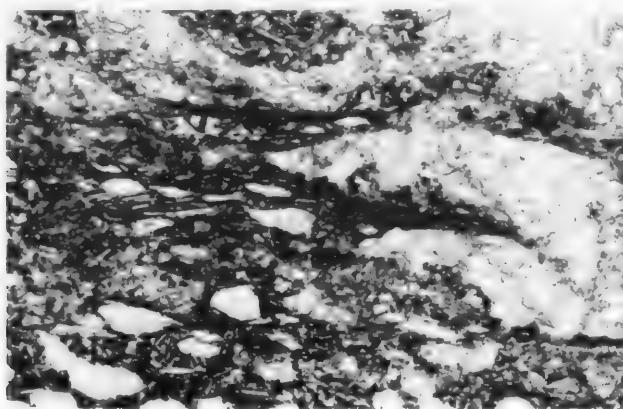
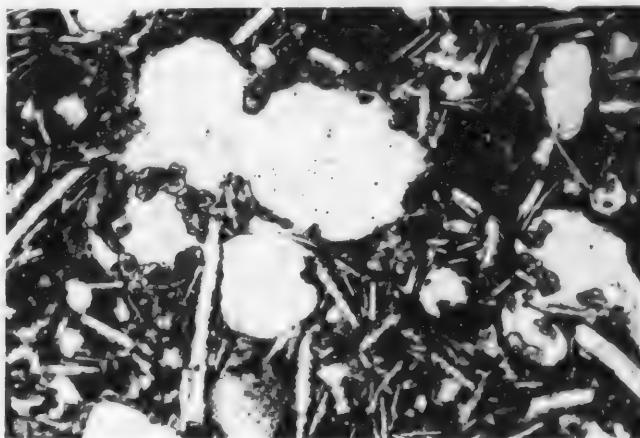


Abb. 11. Karbonatkomplex schlierig durchsetzt von Mela-Weilburgit. Schlieren besonders chloritreich, Zungenpartien aus fast reinem Chlorit bestehend. Aus Mela-Weilburgit, Westfuß des Scheihofskopfs bei Weilburg.

weiterhin beobachten, daß die Zungenpartie der feinen, in die Karbonatkomplexe injizierten Weilburgitadern vielfach ausschließlich aus Chlorit besteht (Abb. 4, 5, 11) und daß die zwischen den Weilburgitadern verbliebenen Karbonatreste durch schmale Chloritzonen gewissermaßen abgeschirmt werden, so liegt der Gedanke nahe, in jener Metasomatose das einleitende Stadium der Injizierung mit weilburgitischem Material zu sehen.

Als Reaktionswirkung zwischen Kalk und Schmelze darf vielleicht schon die jetzt vorliegende chemische Zusammensetzung des Karbonats gelten. Diese braucht mit der des aufgenommenen Kalkes nicht unbedingt identisch zu sein, kann vielmehr auf teilweisen Basenaustausch mit der Schmelze zurückgehen und mit Neubildungen verbunden sein. Einer solchen entspricht beispielsweise die häufig nachweisbare Titanitbildung innerhalb von „Karbonatmandeln“, unmittelbar in der Außenzone mehr als zusammenhängende Kruste (Abb. 12), weiter nach innen vorwiegend als Einzelkörper in zum Teil konzentrischer Anordnung (Abb. 42*). Ebendahin gehören wohl aber auch die verbreiteten, dunklen, mikroskopisch nicht auflösbaren Hüllzonen (Abb. 13, 38*, 39*) und die gelegentliche Pyritanreicherung (Abb. 14) im Randbezirk solcher „Mandeln“. Erstere enthalten zum Teil noch Karbonatreste und es dürften kaum Zweifel bestehen, daß ihre chemische Beschaffenheit ähnlich ist der der oben erwähnten „dunklen Knollen“, während ihre mögliche mineralogische

Entwicklung analog sein dürfte wie im Gestein am Südostausgang von Gaudernbach, wo neben Karbonatresten Kristallskelette von Titanaugit und

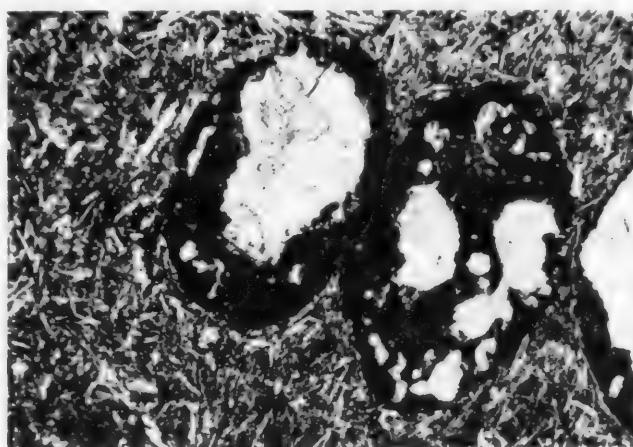


Ohne Analysator

Vergr. 20fach

Abb. 12. Bildung von Titanit in einzelnen oder zu Krusten aggregierten Körnern als Reaktionsprodukt an der Grenze Weilburgit-Karbonat (unterer rechter Bildquadrant; beiderseits vom oberen Ende der SN gerichteten Feldspalteiste; obere Einschnürungsstelle der großen „Karbonatemandel“). Aus weilburgitischem Schalstein. Straße Villmar—Runkel.

Magnetit, Titanit sowie einzelne Leistenfeldspate und ausnahmsweise Epidot in solchen Reaktionshöfen auskristallisiert sind (Abb. 15, 44*, 46*).



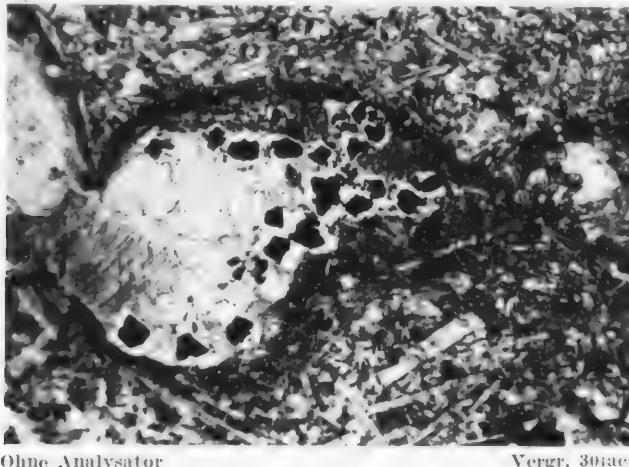
Ohne Analysator

Vergr. 27fach

Abb. 13. Mikroskopisch nicht mehr auflösbare Reaktionshöfe als Ergebnis der Einwirkung der Weilburgitschmelze auf rekristallisierte Kalkeinschlüsse. Aus K-Weilburgit, NW Ernsthausen. Abzweigung der Straße nach Laimbach aus dem Weiltal (Bl. Weilmünster).

Schließlich äußert sich der nichtspilitische Charakter darin, daß *trotz relativ hoher P₂O₅-Gehalte keine entsprechende Apatitbildung* stattgefunden hat. Waren die Weilburgite ursprüngliche Diabase, dann müßte Apatit relativ reichlich und in früh kristallisierten deutlich erkennbaren Individuen vertreten sein, wie das in den mit den Weilburgiten assoziierten Diabasen bei etwa gleicher Höhe der

P_2O_5 -Gehalte tatsächlich der Fall ist. Man kann aber angesichts der Kristallisationsfähigkeit und des Stabilitätsgrades des Apatits meines Erachtens nicht annehmen, dieser sei gleichfalls einer etwaigen Autometamorphose zum Opfer gefallen.

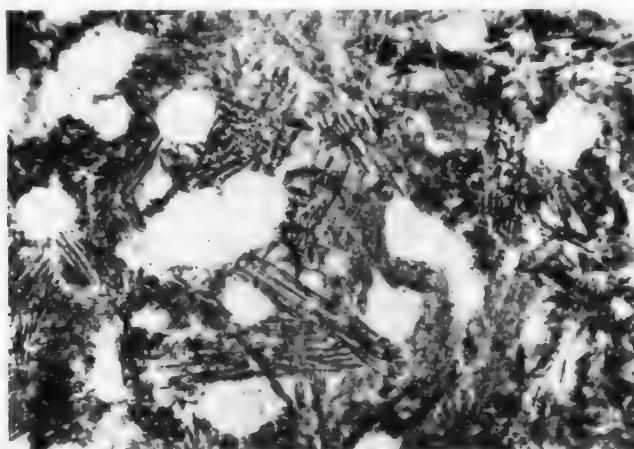


Ohne Analysator

Vergr. 30fach

Abb. 14. Pyritkristalle an der Innengrenze einer Reaktionszone. In ihrer unmittelbaren Umgebung das Karbonat durch Fraktionierung von seinen submikroskopischen Verunreinigungen befreit. Aus Weilburgit, etwa 1 km N Altenkirchen, Nordseite des WO verlaufenden Wiesentälchens (Bl. Weilmünster).

Im Vergleich zur Kalkaufnahme ungleich spärlicher und offensichtlich in örtlicher Beschränkung finden sich Schiefereinschlüsse. Aber es ist bezeichnend,



Ohne Analysator

Vergr. 90fach

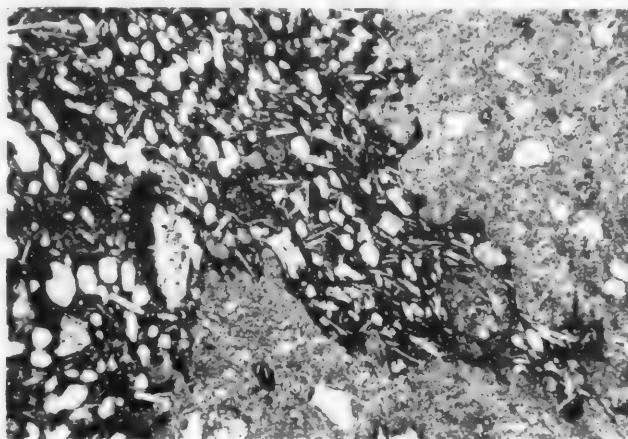
Abb. 15. Bündel und Skelette von stelligem Titanaugit sowie Magnetitskelette (besonders rechte Bildhälfte) als Reaktionsprodukte zwischen Weilburgitschmelze und aufgenommenem Kalk im Bereich der Reaktionshöfe. Aus Weilburgit, SO-Ausgang von Gaudernbach (Bl. Weilburg).

dass verschiedene der genannten Erscheinungen in ganz ähnlicher Weise im Zusammenhang mit diesen Einschlüssen auftreten (Abb. 16).

Alles in allem ergibt sich aus den auf ein umfangreiches Material gestützten Beobachtungen die magmafremde Natur der Karbonate in den Weilburgiten als feststehende Tatsache. Mit diesem Ergebnis wird jeder Versuch einer

Identifizierung des weilburgitischen mit einem diabasischen Magma hinfällig und damit verliert meinem Empfinden nach auch die Parallelisierung der Weilburgite mit Spiliten ihre Berechtigung.

Zugleich wirft aber das Verhalten des Kalkes gegenüber der Weilburgitschmelze bereits ein gewisses Licht auf deren physikalisch-chemische Eigenchaften. Das Ausbleiben einer vollständigen Assimilation des so reaktionsfähigen Kalkes und die bis auf vereinzelte Ausnahmen (Gaudernbach) fehlende Bildung von Kalksilikaten, wie sie in fast allen Kontaktzonen mit Kalkgesteinen verbreitet sind, deuten notwendig eine *ungewöhnlich niedrige Temperatur des*



Ohne Analysator

Verg. 25fach

Abb. 16. Verhalten des Weilburgits an der Grenze gegen feinkörnigen, schlierenähnlichen Tuff bzw. Tuffit „Schiefermandeln“ im Weilburgit (Bildmitte) und deren Entstehung durch schlriereiche Weilburgitfiltration (rechter unterer Bildquadrant). Aus Weilburgit-Lagergang, Ostseite des unteren Helgenbachtales (Bl. Braunfels).

weilburgitischen Megmes an. Andererseits jedoch läßt der Grad der Injizierungsfähigkeit, der selbst kleinen Schmelzanteilen noch eigen war und sie zur mechanischen Zerteilung fester Karbonat- und Schieferreinschlüsse befähigte, auf *eine verhältnismäßig starke Dünnschlüssigkeit und Mobilität dieser Schmelze* schließen. Nebeneinander ist die Verwirklichung dieser Eigenschaften nur denkbar bei *beträchtlichem Gehalt an leichtflüchtigen Stoffen*, und aus der Rolle, die dem Chlorit als metasomatisches Produkt einerseits, als Vorläufer der Injektionswirkungen andererseits zukommt, können wir von vornherein entnehmen, daß als solcher H_2O vorherrschend in Betracht kommt. Dem Charakter einer fluiden, allmählich in hochhydrothermale und normalhydrothermale Bereiche übergehenden wasserreichen Silikatschmelze entsprechen denn auch die phänomenologisch am stärksten hervortretenden Lösungseffekte, wie wir sie am aufgenommenen Fremdmaterial jeder Art und in dessen nächster Umgebung beobachten. Ebenso ist aber der Mineralbestand der Weilburgite selbst im wesentlichen unter solchen Voraussetzungen zu beurteilen.

2. Der Mineralbestand der Weilburgite.

Der Mineralbestand der Weilburgite ist denkbar einfach. Es sind eigentlich nur 2 Komponenten wesentlich an ihm beteiligt, Feldspate und Chlorite, diese allerdings in einem verhältnismäßig stark variablen Mengenverhältnis, dem-

zufolge schon die Gesteinsfarbe zwischen hellblaugrauen und dunkel grünlichgrauen bis grünlichschwarzen Farbtönen wechselt. In vereinzelten Vorkommen (z. B. Emsbachtal bei Niederselters, am vorspringenden Ostfuß des Eichelberges) erreicht die Kalkaufnahme einen solchen Grad und eine so gleichmäßige Verteilung, daß grauweiße, leicht zerreibliche Gesteine resultieren, die man fast ebensogut als weilburgitisch infizierten Kalk wie als kalkigen Weilburgit ansprechen könnte. Fast ausnahmslos ist die Gesteinsbeschaffenheit dicht, gelegentlich schwach porös, vereinzelt etwas gröbere Struktur bestenfalls angedeutet, jedoch nicht bis zur makroskopischen Unterscheidung der Komponenten entwickelt, einsprenglingsartige Feldspatbetonung im ganzen selten. Ungewöhnlich ist die fleckige, besonders chloritreiche, zum Teil an relativ großen Feldspat-einsprenglingen ziemlich reiche, zum Teil auch einsprenglingsfreie Ausbildung auf der Westseite des Schellhofskopfs, ungewöhnlich auch die Verschiedenheit der Weilburgittypen innerhalb der Schellhofskopfmasse überhaupt. Im allgemeinen sind die Einzelvorkommen, abgesehen von dem oft ganz lokal und sprunghaft eintretenden Wechsel in der Kalkführung, durch Einheitlichkeit der Gesteinsausbildung gekennzeichnet. Soweit ein äußerlich erkennbarer Wandel im Gesteinsbild festgestellt wurde, ist in der zusammenfassenden Arbeit [59] darauf hingewiesen und auch bereits die chemische Veränderung analytisch verfolgt worden, so daß bei der hier beabsichtigten Allgemeincharakteristik nochmalige Erwähnung sich erübrigt.

Mengenmäßig vorherrschende und den Gesteinscharakter in mineralogischer sowie struktureller Hinsicht wesentlich bestimmende Komponente ist der *Feldspat*. Bei normaler Gesteinsentwicklung bewegt sich dessen Menge etwa zwischen 70 und 60 Vol.-%, steigt aber unter Umständen bis auf 75 und mehr Vol.-%, was anscheinend besonders gern bei einseitiger Vorherrschaft von Kalifeldspat zutrifft. Die nach (010) dünntafelige Ausbildung bedingt vorwiegend leistenförmige Querschnitte, deren teils fluidale, teils ungerichtete Anordnung das Strukturbild bestimmt.

Was nun den Charakter des Feldspats anbetrifft, so handelt es sich *ausschließlich um Alkalifeldspate*, die mit Orthoklas, Albit, Kalinatronfeldspat und Anorthoklas vertreten sind. Für die Beurteilung der Weilburgite aber noch bedeutsamer als diese Tatsache ist, daß *in einem Teil der Vorkommen Orthoklas, in einem anderen Albit die beherrschende Rolle spielt*, während *eine dritte Gruppe beide Feldspate nebeneinander* führt. Weniger aus der Schliffbeobachtung als aus der Bauschanalyse läßt sich entnehmen, daß dabei in der Regel Albit überwiegt, aber doch von Fall zu Fall das Mengenverhältnis stark wechselt, in Einzelfällen auch 1:1 nahekommt (Löhnberger Hütte, ostwärts Allendorf im Ulmtal¹⁾) oder selbst nach der Orthoklassseite sich verschiebt. Allem Anschein nach müssen sogar innerhalb des Einzelvorkommens stärkere Schwankungen angenommen werden, wenigstens machen sich solche in allen mit 2 Analysen belegten Vorkommen bemerkbar (Steinzlerberg, O. Allendorf, Aardeck, Lützendorf, Rehbachthal). In den Beispielen, in denen Anorthoklas nachgewiesen wurde, dürfte dieser als relativ frühe Ausscheidung zu werten sein, er trägt teils ausgesprochenen, teils andeutungsweisen Einsprenglingscharakter, ist gelegentlich korrodiert

¹ Genaue Fundortangaben s. S. 51—53.

und von Orthoklas- bzw. Natronorthoklashüllen umgeben (Abb. 15*). Die ziemlich verbreiteten Kalinatronfeldspate sind teils homogen, teils entmischt (Löhnberger Hütte). Zonare Umwachsung des Orthoklas und Natronorthoklas durch Albit wird häufig beobachtet, Orthoklas als Hüllsubstanz ungleich seltener. Im allgemeinen bezeichnet die Reihenfolge Anorthoklas, Kalinatronfeldspat, Orthoklas, Albit, das zeitliche Verhältnis der Ausscheidung, wobei insbesondere die beiden letztgenannten sich weitgehend überschneiden. Nur der Anorthoklas erscheint deutlicher abgesetzt und gehört zusammen mit dem Großteil des Kalinatronfeldspats einem frühen Entwicklungsstadium der Gesteinsbildung an. Der Albit ist nach den optischen Eigenschaften ziemlich rein, d. h. etwaige Anorthitbeimengung übersteigt im allgemeinen 5 Mol.-% nicht, die in der Molekularnorm berechneten Anorthitgehalte sind größtenteils sicher zu hoch (vgl. Tabelle 9, 14 und 18).

Soweit sekundäre Veränderungen der Feldspate eingetreten sind, bestehen sie bezeichnenderweise in einer Chloritisierung vorzugsweise in den chloritreichen, in einer Calcitisierung vorzugsweise in den stark durch Kalk verunreinigten Weilburgiten, während Serizitisierung und Kaolinisierung nicht die sonst übliche Rolle spielen.

Daß die *Alkalifeldspate als primäre Ausscheidungen* aufgefaßt werden müssen, insbesondere auch der Albit nicht autometasomatisch aus anorthithaltigem Plagioklas entstanden sein kann, muß aus verschiedenen Tatsachen geschlossen werden.

1. Die aus dem Anorthitmolekül durch Autometasomatose sich bildenden Komponenten Epidot und Calcit fehlen, da letzterer dort, wo er in den Weilburgiten auftritt, alloogenen, nichtmagmatischen Ursprungs ist, außerdem nicht eine conditio sine qua non darstellt, wie die Albitführung karbonatfreier Weilburgite beweist, während er in einzelnen Vorkommen oder an einzelnen Stellen ein und desselben Vorkommens in einem zum Albit in keinem Verhältnis stehenden Übermaß erscheint, und schließlich, da er die zu erwartende räumliche Bindung an Feldspatkristalle absolut vermissen läßt.

2. Die Existenz fast ausschließlich orthoklasführender Vorkommen, vollends die Feststellung einseitiger Orthoklasbetonung im einen Teil, einseitiger Albitbetonung im anderen Teil ein und desselben Gesteinskörpers (z. B. Schellhofs-kopf) und die Variabilität im Mengenverhältnis beider Feldspatarten in einer Reihe von Vorkommen lassen sich hinsichtlich Ausbreitung und Verteilung des jeweiligen Feldspats nur durch einen besonders gearteten Differentiationsprozeß verstehen. Wollte man autometasomatische Bildung nur für den Albit annehmen, so würde dies einen Wechsel im Bestand an anorthithaltigem Plagioklas voraussetzen, der bei der sonst gleichartigen Gesteinsbeschaffenheit völlig unverständlich wäre.

3. Die albitischen Außenzonen stimmen in ihrer ganzen Beschaffenheit mit der Hauptmasse des Albites überein, können aber unmöglich metasomatischer Entstehung sein.

(Gänzlich verschieden von der Hauptmasse des Albites ist eine zweite, späte Albitgeneration, die, zum Teil mit Calcit, zum Teil mit Quarz vergesellschaftet, mandelartige und nesterförmige Räume in einzelnen Vorkommen ausfüllt. Hier kennzeichnet absolute Freiheit von irgendwelchen Interpositionen und nach (010) dicktafeliger, häufig isometrischer Habitus den Albit.)

Mit einer Beteiligung von etwa 25—35 Vol.-% bei normaler Gesteinsausbildung steht der *Chlorit* als wesentliche Komponente quantitativ dem Feldspat erheblich nach. Diese Grenzen mögen sich stellenweise etwas nach unten oder oben verschieben, aber im allgemeinen kann die durchschnittliche Chloritführung im Einzelvekommen doch als ziemlich gleichmäßig bezeichnet werden (von mehr oder weniger reinen Chloritanhäufungen in Adern und Wulstwickeln wird dabei selbstredend abgesehen). Von dieser Normalausbildung unterscheidet sich eine kleinere Gruppe von Weilburgiten durch höhere, etwa zwischen 40 und 60 Vol.-% sich bewegende Chloritgehalte. Man könnte sie gegenüber dem normalen Typus geradezu als *Melatypus* kennzeichnen. In der durch das Hauptgestein vom Schellhofskopf repräsentierten Ausbildung sehe ich ihre charakteristischen Vertreter (s. S. 65 und S. 82 ff.).

Die bisherigen Untersuchungen sprechen für eine erhebliche Variabilität der auftretenden Chlorite. Sie betrifft nicht nur das Verhältnis Mg:Fe²⁺, sondern ebenso die Gehalte an Al₂O₃, Fe₂O₃ und H₂O. Allem Anschein nach muß auch ein gewisser Ca-Gehalt, über dessen Bindung jedoch keine Klarheit besteht, als verbreitet angesehen werden. Jedenfalls ergab die Analyse einer Chloritfraktion aus dem Weilburgit unterhalb der Ruine Aardeck auch nach Abzug aller etwa in Betracht kommenden Ca-haltigen Beimengungen noch einen nennenswerten CaO-Betrag. Ebenso stoßen wir auf ihn, wenn wir die Zusammensetzung aus der Bauschanalyse des Gesteins berechnen. Auf dem einen wie auf dem anderen Weg ist naturgemäß nur ein näherungsweise zutreffendes Resultat zu erwarten, im allgemeinen dürfte es sich der tatsächlichen Zusammensetzung im zweiten Falle noch besser anpassen als im ersten, da Art und Umfang der Verunreinigungen meist unsicher sind. So ergibt im genannten Beispiel die Fraktion nach Abzug von Alkalifeldspaten, Titanit (?) entsprechend TiO₂ und Apatit (?) entsprechend P₂O₅ die molekulare Zusammensetzung unter a, die Berechnung die unter b für den Durchschnittschlorit:

	a	b
SiO ₂	25,6	26,0
Al ₂ O ₃	6,6	5,3
Fe ₂ O ₃	2,5	2,5
FeO	14,4	15,9
MgO	15,5	17,2
CaO	4,9	3,4
H ₂ O	30,5	29,7
	100,0	100,0

Immerhin darf als feststehend gelten, daß Orthochlorite, unter ihnen allerdings relativ Fe-reiche Glieder, bei weitem vorherrschen, während Leptochlorite mehr lokal (als gelegentliche Auskleidung winziger Risse und Inhalt von Mandeln) in Erscheinung treten. Andererseits geht aus den bisherigen optischen Ermittlungen hervor, daß die Chloritaggregate oft genug nicht einheitlicher Natur sind.

Entsprechend der sonst meist bestehenden Neigung sah man bisher auch im Chlorit ein Verwitterungsprodukt, hervorgegangen aus ursprünglichen Augiten, und wurde dadurch hauptsächlich verleitet, die Weilburgite als Diabase anzusprechen. Jener Deutung stehen jedoch gewichtige Gründe entgegen: 1. Nirgends beobachtet man Augitreste im Chlorit oder Formen, die auf ein augitisches

Edukt hinweisen. 2. Soweit Augit als vereinzelte Ausscheidung in normalem Weilburgit angetroffen wurde (südlich Lützendorf, ostwärts Riemannstollen), ist er frisch, und in den melanokraten Typen mit regelmäßigem Augitgehalt entbehrt der Augit fast allgemein jeder sekundären Veränderung, obschon an und für sich alle diese Gesteine keineswegs chloritfrei sind. Ja selbst ein so sehr zur Chloritisierung neigendes Mineral wie Biotit, dem wir gelegentlich als später Ausscheidung begegnen (Lützendorf, Löhnberger Hütte, westnordwestlich Allendorf, Rehbachtal), zeichnet sich durch bemerkenswerte Frische aus. 3. Die Alkalifeldspate besitzen gegenüber dem Chlorit eine eindeutig idiomorphe Entwicklung, was nicht möglich wäre, wenn jenem ein Augit zugrunde läge. Nach alledem muß sekundäre Bildung des Chlorits als ausgeschlossen gelten, er ist unmittelbar aus der Weilburgitschmelze ausgeschieden, und zwar in einem im wesentlichen auf den Feldspat folgenden und bis zum Ende der Erstarrung, ja darüber hinaus (Spaltenfüllung) anhaltenden Kristallisationsstadium.

Der gesamte *Kristallisationsablauf* setzt also hier eine wesentlich andere Gesetzmäßigkeit voraus als in einem normalen Diabasmagma. Man vergegenwärtige sich nur, daß im letzteren mit fortschreitender Kristallisation normalerweise SiO_2 und Alkalien sich relativ anreichern und unter Umständen zu granophyrischer Restkristallisation führen, während in der Weilburgitschmelze das Anfangsstadium durch Sättigung an Alkalifeldspatmolekülen charakterisiert erscheint, so daß ein im wesentlichen alkalifreier, SiO_2 -armer, aber H_2O -reicher Rest verbleibt. Nehmen wir schließlich noch das von Normaldiabasen abweichende Mengenverhältnis leukokrater zu melanokraten Komponenten, zum mindesten im Normaltypus der Weilburgite, sowie die strukturellen Unterschiede, so unterliegt die grundsätzliche Verschiedenartigkeit beider Magmen keinem Zweifel.

Unter den zahlreichen untersuchten normalen Weilburgiten sind es nur sehr wenige, in denen außer Chlorit weitere melanokratische Komponenten, und zwar in spärlicher Verbreitung angetroffen werden. Unter ihnen wäre *Biotit* nach der Zahl der ihn beherbergenden Vorkommen sowohl wie nach der Gleichmäßigkeit seiner Verbreitung in diesen an erster Stelle zu nennen, doch spielt er infolge der Kleinheit der ausgeschiedenen Kristalle mengenmäßig keine nennenswerte Rolle, ist aber infolge seiner weitgehenden Frische bemerkenswert. Unter den analysierten Vorkommen sind das südlich Lützendorf, das hinter der Löhnberger Hütte, das westnordwestlich Allendorf an der Ulm und das auf der Westseite des Rehbachtals biotitführend.

Der *Augit* ist in den wenigen Vorkommen, in denen er festgestellt wurde, durch eine weit ungleichmäßige Verteilung gekennzeichnet. In dem als Hornblendediabas kartierten, in Wirklichkeit hornblendefreien Weilburgit etwa 500 m ostwärts vom Riemannstollen bei Leun ist ein stengeliger titanreicher Augit ($e:c 45-46^\circ$) an einzelne Schlieren gebunden und man darf wohl annehmen, daß die Voraussetzungen für seine Bildung ähnlich waren denen bei Gaudernbach, d. h. mit einer Kalkassimilation im Zusammenhang stehen. In einem Teil des Materials aus dem Steinbruch südlich Lützendorf wurde gleichfalls ein titanhaltiger Augit ($e:c 39^\circ$) beobachtet, dessen einzelne Kristalle meist keine geschlossene Form aufweisen, sondern siebartig von Calcit, zum Teil auch von Feldspat durchbrochen sind bzw. allotriomorphe Körner bilden. Ausbildungsweise

und örtlich beschränktes Auftreten innerhalb der Eruptivmasse sprechen für die Annahme begrenzter Übersättigungsbereiche, die Art der lokalen Mineralassoziation läßt auch hier eine Abhängigkeit von der Gegenwart kalkiger Elemente innerhalb dieser Bereiche zum mindesten nicht ausgeschlossen erscheinen. In einem weiteren (nicht analysierten), auf der Nordseite der Lahntalstraße zwischen Ober- und Niederbiel bei Punkt 145,9 aufgeschlossenen Gestein wechseln auf eng begrenztem Raum Partien, die nur Calcit und Chlorit führen, ab mit anderen, die Augit ($c:\gamma 40^\circ$) allein enthalten, und mit solchen, in denen dieser mit verschiedenen *Alkalihornblenden* (hauptsächlich braune Hornblende mit $c:\gamma 20-22^\circ$, daneben untergeordnet, teils die braune Hornblende umsäumend, teils in isolierten winzigen Flecken eine blaue Hornblende, c grünlichblau, b rauchbraun, a strohgelb, mit $c:\gamma$ etwa 4°) vergesellschaftet ist. Der Feldspatgehalt dieses Weilburgits ist höher als im benachbarten westlich Leun und ostwärts vom Riemannstollen und besteht, etwa nach abnehmender Beteiligung geordnet, aus Albit, Kalinatronfeldspat, Anorthoklas mit Orthoklashüllen. In diesem raschen Wechsel darf man wohl ein Zeichen dafür sehen, wie wenig ausglichen unter Umständen die PT-Bedingungen im Magma sein konnten. Rein örtliche, an die Gegenwart leicht reaktionsfähiger Fremdstoffe gebundene Vorgänge mochten ausreichen, um nicht nur gewisse Konzentrationsänderungen, sondern auch Inhomogenitäten der Temperatur und des Drucks zu erzeugen, die an sich gering sein mochten, aber genügten, um an einer Stelle Augit, an anderer Hornblende und an wieder anderer beide Mineralien zur Kristallisation zu bringen. Einer weiteren Variante begegnen wir im Gestein hinter der Löhnberger Hütte, wo eine *uralitische Hornblende* vertreten ist, meist in relativ kleinen Kristallen, deren Schnitte oft pleochroitische Höfe um ein nicht identifiziertes Mineral enthalten und auch sonst auf eine ursprüngliche Hornblende als auf einen Augit schließen lassen.

Die Nebengemengteile betragen 5—10% und liegen im allgemeinen näher der unteren als der oberen Grenze. Am stärksten sind reine oder gemischte Titanminerale vertreten, vor allem Titanit, viel seltener Rutil, sodann Ilmenit und Titanomagnetit. Der Titanit ist größtenteils aus der Reaktion des Magmas mit Karbonat oder zusammen mit Rutil aus der Umwandlung von Ilmenit und Titanomagnetit hervorgegangen.

An Eisenerzen sind viele Weilburgite auffallend arm, manche sogar praktisch erzfrei. Feine Verteilung herrscht vor. Das Mengenverhältnis von Ilmenit, Titanomagnetit, Magnetit und Hämatit unterliegt starken Schwankungen. Größere Magnetit- bzw. Titanomagnetitkristalle zeigen oft Veränderungen, die mit Trübung, Verlust des Reflexionsvermögens im Auflicht sowie Verminderung des spezifischen Gewichts verknüpft und wahrscheinlich durch Auslaugung des Eisens bedingt sind. Ein Versagen gravimetrischer Methoden zur Ermittlung der Erzanteile ist die Folge. Nennenswerte Bildung von Pyrit ist an Karbonat- und Schieferereinschlüsse gebunden. An weiteren sulfidischen Erzen seien Kupferkies in etwas allgemeinerer Verbreitung, Bleiglanz, Zinkblende und Magnetkies als lokal vereinzelte Ausscheidungen erwähnt.

Apatit läßt sich mikroskopisch kaum nachweisen, obschon die analytisch gefundenen P_2O_5 -Gehalte so hoch sind, daß normalerweise Apatit als Frühkristallisation deutlich hervortreten müßte. Daß das nicht zutrifft, erweckt

wiederum den Verdacht, daß eine Schmelze vom Chemismus des Weilburgits in liquidmaggatischem Zustand nicht existiert hat.

3. Chemismus der Weilburgite.

a) Die Rolle der Karbonate.

Nach den die Natur der Karbonate betreffenden Ausführungen im Abschnitt 1 liegt es auf der Hand, daß die gewichtsprozentische Zusammensetzung der Weilburgite (Tabelle 5) vor allem in den CaO-Beträgen sprunghafte Änderungen aufweisen muß. Die analysierten Proben geben deren Ausmaß nur deshalb unvollkommen wieder, weil aus begreiflichen Gründen nicht extreme karbonatreiche Gesteinspartien oder Gesteinsvorkommen zur Analyse ausgesucht wurden. De facto gibt es, wie bereits erwähnt, bei gleichmäßiger Karbonatverteilung Vorkommen, die bis zu schätzungsweise 50% aus Karbonat bestehen, während etwa bei nesterförmiger Verteilung das quantitative Verhältnis zwischen silikatischem und karbonatischem Anteil durchaus von der Entnahmestelle der Probe bzw. vom derzeitigen Aufschluß abhängt, mit anderen Worten weitgehend dem Zufall unterliegt oder aber durch die Wahl der Entnahmestelle bestimmt wird. Daneben gibt es Vorkommen, die praktisch als karbonatfrei bezeichnet werden können.

Nur soweit Gesteinspartien oder -vorkommen Karbonate in mehr oder weniger gleichmäßiger Verteilung, d. h. im allgemeinen in der Form mandelförmiger Gebilde führten, wurden sie der Analyse unterzogen. Wo auffällige Unterschiede im Reichtum an solchen „Mandeln“ vorlagen, wie etwa im Aufschluß am Steinzlerberg oder im Vorkommen ostwärts Allendorf, wurden eine relative karbonatarme und eine relativ karbonatreiche Probe untersucht. Bei geringeren Schwankungen wurde möglichst karbonatarmes Material bevorzugt. Relativ karbonatreiche Einzelanalysen wie etwa Nr. 26 (westlich Biskirchen) und Nr. 28 (Biemenkopf) entsprechen einem durchweg relativ hohen Karbonatgehalt im gesamten Aufschluß.

Die molekularprozentische Zusammensetzung (Tabelle 6) wurde CaCO_3 -frei berechnet. Im allgemeinen dürfte die Annahme reinen Calciumkarbonats nicht absolut genau zutreffen, wohl aber der Wirklichkeit am besten gerecht werden. Die Analyse verhältnismäßig großer Karbonatmandeln in Nr. 25 (Ernsthausen) ergab $\text{CaO}:\text{MgO}:\text{FeO}:\text{MnO} = 83:13:3:1$, die Zusammensetzung eines Karbonatnestes in einem nicht analysierten Weilburgit nördlich der Straße Altenkirchen—Ernsthausen ist mit $\text{CaO}:\text{MgO}:\text{FeO}:\text{MnO} = 67:26:5:2$ als Ausnahme anzusehen. Mehrfach schließt bereits der Vergleich der nach CaCO_3 -Abzug sich ergebenden molekularprozentischen Zusammensetzung mit dem nachweislichen Mineralbestand oder dem Normgehalt an Apatit und Titanit die Annahme reinen Calciumkarbonats aus. Das gilt beispielsweise für die Gesteine Nr. 25, 27 und 31, von denen das letztergenannte allerdings an Frische zu wünschen übrig läßt und darum nur bedingt als Beleg gelten darf. Aber noch offensichtlicher zeigt das Gestein Nr. 30 (Rehbachtal II), daß hier kein reines CaCO_3 vorliegen kann, eine Folgerung, die im makroskopischen und mikroskopischen Verhalten des Karbonats sowie in der Neigung zu sekundärer Eisenhydroxydbildung Bestätigung findet. Dies ist aber das einzige mir bekannt gewordene Beispiel unter den Weilburgiten, das auf stärkere FeCO_3 -Beimengungen im

Tabelle 5 (I). Chemische Zusammensetzung der Weilburgite in Gew.-%.

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	49,63	36,87	40,74	37,01	45,26	51,79	44,27	49,10	23,90	52,03	50,40	46,93	48,69	47,47	48,30
TiO ₂	3,01	2,50	2,76	2,71	2,57	2,34	1,97	3,38	1,99	1,62	2,38	3,06	2,51	2,54	2,21
PO ₂ O ₅	1,16	0,66	0,52	0,88	0,98	0,44	0,90	0,83	0,77	0,82	0,54	0,91	0,99	1,23	0,61
Al ₂ O ₃	16,03	11,39	14,88	10,92	14,71	14,20	18,16	13,23	7,77	12,73	16,22	15,49	14,97	15,17	13,33
Fe ₂ O ₃	2,53	1,40	1,91	2,72	3,80	2,04	5,34	1,67	2,12	7,46	3,31	2,58	3,38	2,95	5,91
FeO	6,05	3,30	9,54	7,12	8,40	3,32	4,79	6,76	5,15	6,42	5,84	8,22	8,92	8,99	7,41
MnO	0,03	0,10	0,08	0,10	0,07	0,11	0,09	0,09	0,34	0,19	0,11	0,11	0,15	0,14	0,36
MgO	3,71	1,85	3,59	2,45	5,67	2,86	3,13	1,90	1,48	2,50	4,39	5,09	5,27	5,16	2,76
CaO	2,88	18,99	8,20	15,29	3,81	5,95	4,12	8,13	29,46	4,92	4,64	3,49	3,22	4,15	6,02
Na ₂ O	0,63	1,52	1,31	0,84	1,36	1,03	0,96	3,88	2,37	4,41	4,53	3,59	3,93	4,37	5,11
K ₂ O	10,50	6,02	6,74	6,13	6,08	8,14	7,64	3,64	1,66	3,55	2,71	3,43	3,44	2,71	2,36
H ₂ O-	0,33	0,12	0,35	0,23	0,54	0,20	0,41	0,15	0,14	0,27	0,30	0,64	0,43	0,24	0,34
H ₂ O+	2,80	1,95	3,91	2,90	5,03	2,50	4,49	2,54	1,72	3,20	3,58	4,86	4,06	4,30	4,16
CO ₂	1,01	13,08	5,80	10,95	1,75	4,65	3,53	4,65	21,44	0,00	1,18	1,86	0,13	0,45	1,53
S ₂	0,18	0,11	0,10	0,23	0,13	0,00	0,09	0,22	0,02	0,02	0,08	0,03	0,04	0,10	0,02

Nr. 25. Steinbruch nordwestlich Ernsthausen, Abzweigung der Straße nach Laimbach aus dem Weitäl (Bl. Weilmünster). Anal. HOLZNER. (KB = Kurzbezeichnung: Ernsthausen.)

Nr. 26. Steinbruch etwa 500 m westlich Biskirchen, Nordseite der Straße Stockhausen—Löhnberg (Bl. Weilburg). Anal. HOLZNER. (KB: Biskirchen.) Nr. 27. Schellholzkopf Südseite, aufgelassener Steinbruch im Tälchen in Richtung Windhof (Bl. Weilburg). Anal. HOLZNER. (KB: Schellholzkopf Südseite.)

Nr. 28. Steinbruch am Biemenkopf bei Ahausen, Nordseite der Abzweigung des Grundbachtals (Bl. Weilburg). Anal. HOLZNER. (KB: Biemenkopf.)

Nr. 29. Unteres Rehbachtal Westseite (südlich Bahnhof Braunfels), von der Brücke über den Ierbach etwa 340 m südwestlich (Bl. Braunfels). Anal. Götz. (KB: Rehbachtal I.)

Nr. 30. Wie Nr. 29. Helle Varietät. Anal. Götz. (KB: Rehbachtal II.)

* Nr. 31. Halde eines alten Stollens etwa 1 km südwestlich Bonbaden (Bl. Weilmünster). Anal. HOLZNER. (KB: Bonbaden Halde.)

Nr. 32. Westfuß des Steinzlerbergs, etwa 1 km nördlich Drommershausen (Bl. Merenberg). Anal. HOLZNER. (KB: Steinzlerberg I.)

Nr. 33. Wie Nr. 32. Anal. HOLZNER. (KB: Steinzlerberg II.)

Nr. 34. Steinbruch etwa 500 m ostwärts vom Riemannstollen, Straße Niederbiel—Leun, Fuß der Höhe 188 südwestlich Niederbiel (Bl. Braunfels). Anal. Götz. (KB: Riemannstollen.)

Nr. 35. Steinbruch bei der Brückennühle im Emsbachtal, etwa 750 m westlich Niederbrechen (Bl. Limburg). Anal. HOLZNER. (KB: Brückennühle.)

Nr. 36. Unteres Rehbachtal, Ostseite (südlich Bahnhof Braunsfels), Steinbruch etwa 25 m über Talschle, am Forstmeister Pfannkuchen-Weg (Bl. Braunsfels). Anal. Götz. (KB: Rehbachtal III.)

Nr. 37. Fuß der Ruine Aardeck im Aartal, nordwestlich Holzheim (Bl. Limburg). Anal. HOLZNER. (KB: Fuß Aardeck.)

Nr. 38. Gegenüber Ruine Aardeck im Aartal, an der Straße Diez—Zollhaus (Bl. Limburg). Anal. HOLZNER. (KB: Gegenüber Aardeck.)

Nr. 39. Steinbruch etwa 700 m nordwestlich Allendorf an der Ulm, unweit Schwimmbad (Bl. Merenberg). Anal. Götz. (KB: WNW Allendorf.)

Tabelle 5 (II). Chemische Zusammensetzung der Weilburgite in Gew.-%.

	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO ₄	43,47	34,28	48,05	41,37	45,83	48,28	46,31	47,58	42,02	44,53	47,54	46,19	46,50	44,75
TiO ₄	2,36	1,79	2,28	3,69	3,01	3,04	3,20	2,46	3,95	3,03	2,96	2,85	2,49	3,47
P ₂ O ₅	0,48	0,34	0,97	0,62	0,74	1,00	1,05	1,05	0,59	0,30	0,81	0,67	0,38	0,47
Al ₂ O ₃	13,86	10,15	16,44	13,82	16,53	17,28	14,89	16,27	15,64	15,83	16,95	15,56	14,75	
Fe ₂ O ₃	1,43	0,61	2,79	3,97	2,24	1,55	4,08	4,32	4,16	3,57	4,45	4,78	2,86	2,00
FeO	6,41	4,42	8,95	7,24	9,18	8,15	8,46	6,97	7,71	7,60	6,72	8,06	8,98	7,31
MnO	0,13	0,21	0,13	0,14	0,18	0,14	0,15	0,13	0,14	0,13	0,16	0,08	0,09	0,13
MgO	7,49	4,56	4,97	4,34	4,55	4,72	5,92	4,33	5,39	3,45	5,94	5,31	3,08	3,28
CaO	8,63	21,03	4,18	9,74	5,10	3,57	5,00	4,40	7,21	8,11	3,80	3,48	7,01	9,36
Na ₂ O	2,43	1,63	4,22	3,36	3,33	4,95	3,84	5,30	3,83	5,11	5,05	5,47	6,12	5,34
K ₂ O	3,18	3,38	2,50	2,82	3,93	2,16	2,83	2,47	1,75	1,32	1,56	1,83	0,55	0,56
H ₂ O—	0,62	0,29	0,27	0,27	0,23	0,26	0,21	0,43	0,29	0,25	0,52	0,50	0,30	0,30
H ₂ O+	4,33	3,78	4,50	3,73	4,33	4,29	4,11	3,81	4,67	3,77	4,64	4,06	3,50	3,93
CO ₂	5,26	13,87	0,00	5,23	0,91	0,78	0,30	0,54	3,68	3,60	0,10	0,00	2,56	4,33
S ₂	0,07	0,08	0,12	0,11	0,16	0,17	0,06	0,09	0,12	0,11	0,01	0,03	0,07	0,09
S ₂ = O	100,05	100,42	100,37	100,45	100,25	100,34	100,41	100,15	100,18	100,52	100,09	100,26	100,05	100,07
D	100,03	100,40	100,34	100,42	100,21	100,30	100,39	100,13	100,15	100,49	100,03	100,25	100,03	100,06
	2,73	2,72	2,79	2,82	2,79	2,76	2,79	2,79	2,79	2,83	2,79	2,84	2,82	2,81

Nr. 40. Felsnase etwa 120 m ostwärts Allendorf an der Ulm, Steinbruch an der linken Ulmtal-Seite (Bl. Merenberg). Anal. Götz. (KB: O. Allendorf I.)

Nr. 41. Wie Nr. 40. Anal. Götz. (KB: O. Allendorf II.)

Nr. 42. Steinbruch an der Straße Weyer—Oberbrechen, etwa 600 m südwestlich Untermühle im unteren Laubusbachthal (Bl. Vilmar—Eisenbach). Anal. HOLZNER. (KB: Weyer—Oberbrechen).

Nr. 43. Schellhofskopf Westfuß, bei km 1,26 der Straße Weilburg—Ahausen (Bl. Weilburg). Anal. HOLZNER. (KB: Schellhofskopf Westfuß.)

Nr. 44. Steinbruch hinter der Löhnberger Hütte, nordwestlich Löhnberg, Eingang ins Föhlerbachtal (Bl. Merenberg). Anal. HOLZNER. (KB: Löhnberger Hütte.)

Nr. 45. Steinbruch zwischen Lützendorf und Bahnhof Weilmünster, linke Seite des Weiltals (Bl. Weilmünster). Anal. HOLZNER. (KB: Lützendorf I.)

Nr. 46. Wie Nr. 45. Anal. HOLZNER. (KB: Lützendorf II.)

Nr. 47. Südwestlich Bonnaden, Südnang des bei Bonnaden ins Solmsbachtal einmündenden, südwestlich gerichteten Tälchens (Bl. Weilmünster). Anal. HOLZNER. (KB: SW Bonnaden.)

Nr. 48. Schellhofskopf Nordseite, Grundbachtal, oberhalb der Ottostollen-Grubenbahn (Bl. Weilburg). Anal. HOLZNER. (KB: Ottostollen.)

Nr. 49. Unteres Weinbachtal, bei km 0,8 der Straße Freienfels—Weinbach (Bl. Weilburg). Anal. HOLZNER. (KB: Freienfels—Weinbach.)

Nr. 50. Steinbruch an der Straße Bahnhof Braunfels—Burgsolms, etwa 1,5 km östlich Bahnhof Braunfels (Bl. Braunfels). Anal. Götz. (KB: Bahnhof Braunfels.)

Nr. 51. Westhang des Mötbachtals, etwa 500 m südlich der Mühle am Südeingang von Philippstein (Bl. Weilmünster). Anal. HOLZNER. (KB: Philippstein.)

Nr. 52. Steinbruch am Gabelstein, an der Straßenschleife über Cramberger Eisenbahntunnel, ost-südostwärts Cramberg (Bl. Schaumburg). Anal. HOLZNER. (KB: Gabelstein.)

Nr. 53. Baldunstein, Süduß des Hauser-Berges, gegenüber der Kirche (Bl. Schaumburg). Anal. HOLZNER. (KB: Baldunstein.)

Tabelle 6 (I). Chemische Zusammensetzung der Weilburgite in Mol.-% unter Abzug von CaCO_3 .

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO_2	53,94	55,65	47,85	50,98	46,67	61,12	50,32	57,03	48,49	54,41	52,38	48,21	49,00	47,71	50,51
TiO_2	2,46	2,84	2,43	2,80	1,99	2,08	1,69	2,95	3,03	1,27	1,86	2,36	1,90	1,92	1,74
P_2O_5	0,54	0,43	0,26	0,51	0,43	0,45	0,21	0,40	0,66	0,36	0,24	0,39	0,42	0,52	0,27
Al_2O_3	10,27	10,12	10,30	8,86	8,93	9,87	12,18	9,06	9,29	7,84	9,93	9,38	8,88	8,98	8,22
Fe_2O_3	1,04	0,80	0,85	1,41	1,47	0,91	2,29	0,73	1,62	2,93	1,29	1,00	1,28	1,12	2,32
FeO	5,52	4,16	9,37	8,20	7,24	3,27	3,40	6,57	8,74	5,61	5,07	7,06	7,50	7,56	6,48
MnO	0,01	0,13	0,08	0,12	0,06	0,11	0,09	0,09	0,53	0,17	0,10	0,10	0,13	0,12	0,32
MgO	6,03	4,16	6,28	5,03	8,71	5,03	5,32	3,29	4,47	3,89	6,80	7,79	7,90	7,73	4,30
CaO	1,85	3,74	1,01	1,97	1,74	0,03	0,71	2,74	4,63	5,51	3,49	1,23	3,29	3,85	4,56
Na_2O	0,67	2,22	1,49	1,12	1,36	1,17	1,06	4,37	4,66	4,46	4,56	3,57	3,83	4,25	5,18
K_2O	7,31	5,79	5,05	5,38	3,99	6,12	5,56	2,69	2,15	2,38	1,80	2,24	2,21	1,74	1,58
$\text{H}_2\text{O} +$	10,18	9,81	14,92	13,32	17,29	17,08	9,84	11,15	12,40	16,65	13,62	14,41	14,50	14,41	14,50
S_2	0,18	0,15	0,11	0,30	0,12	0,00	0,09	0,24	0,04	0,02	0,08	0,02	0,04	0,10	0,02
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tabelle 6 (II). Chemische Zusammensetzung der Weilburgite in Mol.-% unter Abzug von CaCO_3 .

	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO_2	47,40	47,20	47,49	47,24	46,70	48,71	46,44	49,00	45,06	48,68	47,06	46,64	50,01	49,21
TiO_2	1,93	1,85	1,69	3,17	2,31	2,42	1,91	3,18	2,49	2,21	2,17	2,02	2,87	
P_2O_5	0,22	0,20	0,40	0,30	0,32	0,42	0,45	0,46	0,27	0,14	0,34	0,29	0,17	0,22
Al_2O_3	8,90	8,23	9,58	9,30	9,93	10,27	8,80	9,89	9,27	10,09	9,23	10,09	9,86	9,56
Fe_2O_3	0,54	0,31	1,04	1,71	0,86	0,59	1,54	1,68	1,68	1,47	1,66	1,82	1,16	0,83
FeO	5,84	5,08	7,40	6,91	7,82	6,88	7,09	6,02	6,91	6,97	5,56	6,83	8,07	6,72
MnO	0,12	0,25	0,11	0,14	0,15	0,12	0,13	0,11	0,13	0,12	0,14	0,07	0,08	0,12
MgO	12,17	9,35	7,32	7,38	6,91	7,09	8,84	6,67	8,61	5,64	8,76	8,02	4,94	5,38
CaO	2,25	4,94	4,42	3,76	4,30	2,79	4,96	4,10	2,90	4,14	3,89	3,77	4,32	4,52
Na_2O	2,57	2,17	4,04	3,72	3,29	4,84	3,73	5,31	3,98	5,43	4,84	5,37	6,38	5,69
K_2O	2,21	2,97	1,57	2,05	2,55	1,39	1,81	1,63	1,20	0,92	0,99	1,18	0,37	
$\text{H}_2\text{O} +$	15,74	17,34	14,83	14,20	14,71	14,43	13,74	13,13	16,69	13,80	15,31	13,72	12,55	14,40
S_2	0,06	0,11	0,12	0,15	0,16	0,16	0,05	0,09	0,12	0,11	0,01	0,03	0,07	0,09
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Karbonat schließen läßt. Es ist nun bezeichnend, daß dünnplattige, eisen-schüssige Kalke, unter dem Mikroskop bestehend aus idiomorphen, im Kern eisenreicher Karbonatrhomboedern in einem grauwacken- oder tuffartigen Zwischenmittel (Abb. 105*) das Hangende von Nr. 30 bilden, und der Gedanke an einen Zusammenhang dieses Plattenkalks mit den „Mandeln“ im darunter liegenden Weilburgit hat um so mehr für sich, als in beiden zugleich Quarz eine gewisse Rolle spielt. Man geht also wohl nicht fehl, wenn man hier für die Karbonate eine ähnliche Zusammensetzung annimmt. Im Kalk wurde diese zu $(\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{36}\text{Fe}_8\text{Mn}_1)\text{CO}_3$ ermittelt. Selbst in diesem Fall würde demnach die FeCO_3 -Komponente den CaCO_3 - und MgCO_3 -Komponenten erst in weitem Abstand folgen. Bemerkt sei, daß die einem unmittelbar benachbarten Aufschluß auf derselben Talseite entstammende, einer etwas tiefer gelegenen Partie des Weilburgits angehörige Probe Nr. 29 sowie das relativ helle und mehr schalsteinähnliche Gestein Nr. 36 auf der gegenüberliegenden Talseite, beide wesentlich karbonatärmer als Nr. 30, gleichfalls niedrige molekulare CaO-Gehalte aufweisen. Daß die Subtraktion reinen Calciumkarbonats in Nr. 30 den Tatsachen nicht gerecht wird, geht allein schon aus dem resultierenden CaO-Mangel für Apatit- oder Titanitbildung hervor. Andererseits deckt sich das molekulare FeO-Verhältnis in den 3 Gesteinen mit dem gezogenen Schluß auf einen gegenüber CaCO_3 und MgCO_3 recht mäßig bleibenden FeCO_3 -Anteil. Daran ändert sich auch nichts, wenn wir der Silifizierung in Nr. 30 Rechnung tragen und etwa unter Annahme eines SiO_2 -Mittelwertes zwischen Nr. 29 und 36 eine Umrechnung seiner Zusammensetzung vornehmen (Mol.- %):

	Nr. 29	Nr. 36	Nr. 30		Nr. 29	Nr. 36	Nr. 30
SiO ₂	46,67	48,21	47,50	MnO	0,06	0,10	0,15
TiO ₂	1,99	2,36	2,81	MgO	8,71	7,79	6,79
P ₂ O ₅	0,43	0,39	0,61	CaO	1,74	1,23	0,05
Al ₂ O ₃	8,93	9,38	13,32	Na ₂ O	1,36	3,57	1,58
Fe ₂ O ₃	1,47	1,00	1,23	K ₂ O	3,99	2,24	8,26
FeO	7,24	7,06	4,41	H ₂ O+	17,29	16,65	13,29

Vergegenwärtigen wir uns, daß im wesentlichen der Chlorit Träger des FeO- sowie MgO-Gehalts ist, so läßt diese Gegenüberstellung einmal die relative Chloritarmut von Nr. 30 gegenüber 29 und 36 erkennen, zweitens aber nicht weniger deutlich die Notwendigkeit einer nicht unbeträchtlichen Heranziehung von MgO zur Karbonatbildung in Nr. 30. Nach alledem besteht hinsichtlich der FeCO₃-Beteiligung in den Karbonaten auch keine Übereinstimmung der Weilburgite und der Keratophyre.

Reiner CaCO₃-Abzug kann somit gelegentlich das Bild vom normalen chemischen Charakter des Weilburgits beeinträchtigen, und es ist wichtig, derartige Fälle zu erkennen und zu verifizieren, wenn man sie zur Ermittlung der Beschaffenheit des weilburgitischen Magmas heranzieht. Die Karbonatzusammensetzung ist von Fall zu Fall sicher nicht einheitlich, das beweisen schon die wenigen analysierten Karbonate. Im allgemeinen kommt indessen die Annahme reinen CaCO₃ der Wirklichkeit zweifellos am nächsten. Stets aber schließen die karbonatreichen Beispiele die Möglichkeit größerer Ungenauigkeiten in sich, die

Tabelle 7. NIGGLISCHE Molekularwerte der Weilburgite (abzüglich CaCO₃).

Nr.	si	ti	p	a1	fm	e	alk	t	c-t	k	mg	qz	h
25	160,0	7,3	1,6	30,45	40,41	5,50	23,64	6,81	-1,31	0,92	0,44	-34,6	30,2
26	174,3	8,9	1,3	31,71	31,46	11,73	25,10	6,61	+5,12	0,72	0,41	-26,1	30,7
27	135,7	6,9	0,7	29,20	49,38	2,88	18,54	10,66	-7,78	0,77	0,36	-38,5	42,3
28	152,2	8,4	1,5	26,45	48,23	5,89	19,43	7,02	-1,13	0,83	0,31	-25,5	39,8
29	125,8	5,7	1,2	25,55	54,19	4,97	15,29	10,26	-5,29	0,74	0,45	-35,4	49,4
30	222,8	7,6	1,8	35,99	37,29	0,10	26,62	9,37	-9,27	0,83	0,49	+16,3	35,9
31	153,0	5,1	0,6	37,03	40,70	2,14	20,13	16,90	-14,76	0,84	0,40	-27,5	52,0
32	188,4	9,8	1,3	29,92	37,69	9,06	23,33	6,59	+2,47	0,38	0,29	-4,9	32,5
33	129,8	8,0	1,9	24,60	45,12	12,27	18,01	6,59	+5,68	0,32	0,26	-42,2	30,8
34	152,3	3,7	1,0	21,96	43,50	15,42	19,12	2,84	+12,58	0,35	0,25	-24,2	31,2
35	152,6	5,4	0,7	28,92	42,39	10,16	18,53	10,39	-0,23	0,28	0,47	-21,5	36,1
36	144,5	7,1	1,2	28,10	50,78	3,68	17,44	10,66	-6,98	0,38	0,45	-25,3	49,8
37	135,0	5,2	1,2	24,46	49,85	9,06	16,63	7,83	+1,23	0,37	0,44	-31,5	37,5
38	130,9	5,3	1,4	24,64	48,36	10,56	16,44	8,20	+2,36	0,29	0,44	-34,9	38,9
39	143,2	4,9	0,8	23,29	44,65	12,92	19,14	4,15	+8,77	0,23	0,27	-33,4	41,1
40	134,5	5,5	0,6	25,27	54,79	6,37	13,57	11,70	-5,33	0,46	0,63	-19,8	44,6
41	140,3	5,5	0,6	24,48	45,53	14,70	15,29	9,19	+5,51	0,57	0,61	-20,9	51,6
42	130,0	4,6	1,1	26,22	46,29	12,11	15,38	10,84	+1,27	0,28	0,43	-31,5	40,6
43	128,8	8,6	0,8	25,36	48,66	10,25	15,73	9,63	+0,62	0,36	0,41	-34,1	38,7
44	127,4	6,3	0,9	27,08	45,27	11,72	15,93	11,15	+0,57	0,44	0,42	-36,3	40,1
45	141,0	6,7	1,2	29,72	44,19	8,07	18,02	11,70	-3,63	0,22	0,46	-31,1	41,7
46	120,9	6,3	1,2	22,89	49,80	12,91	14,40	8,49	+4,42	0,32	0,46	-13,2	35,7
47	132,1	5,1	1,2	26,66	43,57	11,07	18,70	7,96	+3,11	0,23	0,41	-42,7	35,4
48	123,9	8,8	0,7	25,49	52,29	7,97	14,25	11,24	-3,27	0,23	0,45	-33,1	45,8
49	134,3	6,9	0,4	27,82	43,23	11,42	17,53	10,29	+1,13	0,15	0,36	-35,8	38,1
50	128,1	6,0	0,9	25,14	48,38	10,60	15,88	9,26	+1,34	0,16	0,49	-35,4	41,7
51	119,7	5,5	0,7	25,90	47,61	9,68	16,81	9,09	+0,59	0,18	0,43	-47,5	35,2
52	137,7	5,5	0,5	27,13	42,41	11,88	18,58	8,55	+3,33	0,06	0,32	-36,6	34,5
53	144,6	8,4	0,6	28,08	40,76	13,29	17,87	10,21	+2,98	0,06	0,38	-26,9	42,3

meist erst bei Berechnung der Molekularnorm in Erscheinung treten. Nur vereinzelt verweist diese jedoch auf die gleiche Ursache wie in Nr. 30 (Rehbachtal II), d. h. auf eine von CaCO_3 abweichende Karbonatzusammensetzung. Der eine Fall betrifft Nr. 36 (Rehbachtal III), der andere Nr. 31 (Bonbaden Halde). In beiden Beispielen reicht CaO gerade aus zur Bildung von Cc und Cp, die beide vor Berechnung der Basis in Abzug gebracht werden. Es verbleibt also kein CaO für den nachweislich vorhandenen Titanit. Die Richtigkeit der analytischen Bestimmungen vorausgesetzt, kann dies nur darauf beruhen, daß die Annahme reinen Calciumkarbonats nicht zutrifft, vielmehr neben CaCO_3 vor allem MgCO_3 im Karbonat enthalten ist. Das angenäherte Mischungsverhältnis ließe sich bei genauer Kenntnis des An-Gehalts im Feldspat und, vielleicht noch wichtiger, einigermaßen befriedigender Erfassung des Titanits (s. S. 59) rechnerisch ermitteln, da die wenigen Augit führenden Normalweilburgite karbonatfrei sind.

Im allgemeinen überschreitet der mit reinem CaCO_3 -Abzug etwa begangene Fehler sicher nicht die sonstigen mit der Analysenberechnung verbundenen Fehlergrenzen. Hauptsache bleibt der Karbonatabzug überhaupt, über dessen Notwendigkeit nach dem früher Gesagten keinerlei Zweifel bestehen kann. Auf die CaCO_3 -frei berechneten Gesteine beziehen sich daher auch die NIGGLISchen Molekularwerte der Tabelle 7, die Basiswerte der Tabelle 8 und die Molekularnormen der Tabelle 9, die wir als Grundlage für die weitere Diskussion benutzen.

Tabelle 8. *Molekularbasis, LMQ-Werte und π - γ -Werte der Weilburgite. (Al-Überschuß als C aufgeführt, nicht zur Bildung von Sp verwandt. Damit verbundene Änderungen von M und Q sind unerheblich.)*

Nr.	Cp	Pr	Cc	Kp	Ne	Cal	C	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	h	L	M	Q	π	γ
25	2,5	0,2	2,8	41,1	3,7	0,7	3,8	—	8,5	7,5	3,0	2,3	29,4	9,5	45,5	25,1	29,4	0,02	0,00
26	1,9	0,2	46,5	32,0	12,2	5,8	—	2,7	5,8	5,6	2,3	2,6	31,0	9,0	50,0	19,0	31,0	0,10	0,16
27	1,2	0,2	18,2	29,6	8,7	0,7	6,9	—	9,2	14,9	2,5	2,4	25,1	14,0	39,0	35,9	25,1	0,02	0,00
28	2,5	0,3	41,0	32,0	6,7	1,5	3,6	—	7,5	11,8	4,2	2,8	29,9	13,2	40,2	29,9	29,9	0,04	0,00
29	2,2	0,1	5,1	24,8	8,5	1,3	6,5	—	13,6	11,2	4,6	2,0	27,5	17,8	34,6	37,9	27,5	0,04	0,00
30	2,0	—	9,2	34,6	6,6	—	4,8	—	5,3	4,8	2,5	1,9	39,5	9,2	41,2	19,3	39,5	0,00	0,00
31	1,1	0,1	11,5	34,0	6,7	—	3,7	—	6,8	7,2	7,2	0,8	32,7	17,8	41,6	25,7	32,7	0,00	0,00
32	2,0	0,3	14,1	15,4	25,0	4,2	1,1	—	4,7	9,1	2,0	2,8	35,7	9,4	44,6	19,7	35,7	0,09	0,00
33	3,3	—	115,0	12,4	26,9	7,3	—	—	6,5	13,6	4,8	3,0	25,5	11,3	46,6	27,9	25,5	0,16	0,00
34	2,0	—	—	13,5	25,5	3,0	—	4,8	5,6	8,2	8,3	1,2	29,9	10,7	42,0	28,1	29,9	0,07	0,18
35	1,2	0,6	3,2	10,4	26,3	7,9	1,6	—	9,8	7,4	3,7	1,8	31,1	12,0	44,6	24,3	31,1	0,18	0,00
36	2,1	—	5,3	13,8	21,9	—	7,3	—	11,9	11,0	3,0	2,4	28,7	17,0	35,7	35,6	28,7	0,00	0,00
37	2,4	0,1	0,4	13,2	23,0	6,0	1,1	—	11,9	11,1	3,8	1,9	28,0	14,5	42,2	29,8	28,0	0,14	0,00
38	2,8	0,1	1,2	10,6	25,7	6,7	1,5	—	11,7	11,4	3,4	1,9	27,1	14,5	43,0	29,9	27,1	0,16	0,00
39	1,2	—	4,3	9,3	30,5	4,3	—	3,4	6,4	10,0	6,9	1,7	27,5	14,2	44,1	28,4	27,5	0,10	0,13
40	1,2	0,1	16,1	13,7	15,7	4,7	5,3	—	18,8	9,1	1,8	2,0	28,9	16,1	34,1	37,0	28,9	0,14	0,00
41	1,1	0,1	55,0	18,7	13,8	9,6	—	2,0	14,8	8,3	1,0	1,9	29,9	19,0	42,1	28,0	29,9	0,23	0,08
42	2,1	0,1	—	9,5	24,3	9,7	1,5	—	11,0	11,2	3,1	1,7	28,0	14,9	43,5	28,5	28,0	0,22	0,00
43	1,5	0,1	16,1	12,2	22,0	8,4	1,4	—	11,0	10,3	5,1	3,1	26,5	14,0	42,6	30,9	26,5	0,20	0,00
44	1,5	0,2	2,5	15,2	19,6	10,0	1,5	—	10,4	11,7	2,5	2,3	26,8	14,6	44,8	28,4	26,8	0,22	0,00
45	2,1	0,2	2,2	8,3	28,9	4,5	5,0	—	10,6	10,2	1,7	2,3	28,5	14,3	41,7	29,8	28,5	0,11	0,00
46	2,3	0,1	0,9	10,8	22,4	9,8	—	0,5	13,3	10,7	4,5	2,4	25,6	13,7	43,0	31,4	25,6	0,23	0,02
47	2,3	0,1	1,4	9,4	30,8	7,8	0,5	—	9,7	8,8	4,8	1,9	26,3	12,8	48,0	25,7	26,3	0,17	0,00
48	1,3	0,1	11,0	7,3	24,4	6,5	4,0	—	13,2	10,5	5,1	3,2	25,8	17,0	38,2	36,0	25,8	0,17	0,00
49	0,6	—	10,4	5,4	31,5	10,8	—	—	8,2	10,1	4,3	2,4	27,3	13,3	47,7	25,0	27,3	0,23	0,00
50	1,6	—	0,2	5,9	29,2	1,3	—	3,7	13,3	16,9	5,0	2,2	22,5	15,3	36,4	41,1	22,5	0,04	0,10
51	1,3	0,1	—	6,9	31,0	8,5	1,2	—	11,6	9,9	5,3	2,1	23,5	13,2	46,4	30,1	23,5	0,18	0,00
52	1,0	0,1	7,2	2,2	36,6	8,9	—	0,9	7,1	11,6	3,4	1,9	27,4	12,0	47,7	24,9	27,4	0,19	0,04
53	1,0	0,1	1,2	2,4	33,7	10,3	—	0,7	7,9	10,1	2,5	2,8	29,6	13,8	46,4	24,0	29,6	0,22	0,03

Tabelle 9. Molekularnorm (ohne Berechnung von Cord) der Weilburgite.

Nr.	Or	Ab	An	Ne	C	Wo	En	Hy	Fo	Fa	Mt	Ru	Q
25	68,5	6,1	1,1	—	3,8	—	2,8	—	6,4	6,0	3,0	2,3	—
26	53,4	15,3	9,6	3,0	—	3,6	—	—	5,8	4,4	2,3	2,6	—
27	49,3	14,5	1,2	—	6,9	—	2,4	—	7,4	13,4	2,5	2,4	—
28	53,4	11,2	2,5	—	3,6	—	10,0	10,4	—	1,9	4,2	2,8	—
29	41,3	14,2	2,1	—	6,5	—	18,1	9,2	—	2,0	4,6	2,0	—
30	57,6	11,0	—	—	4,9	—	7,1	4,7	—	—	2,5	1,9	10,3
31	58,2	11,2	—	—	3,7	—	9,1	6,4	—	2,4	7,2	1,8	—
32	25,7	41,6	7,0	—	1,1	—	6,3	10,8	—	—	2,0	2,8	2,7
33	20,7	36,8	12,2	4,8	—	—	—	—	6,5	11,2	4,8	3,0	—
34	22,5	42,5	5,0	—	—	6,4	7,5	5,3	—	—	8,3	1,2	1,3
35	17,3	43,8	13,2	—	1,6	—	12,8	—	0,2	5,6	3,7	1,8	—
36	23,0	36,5	—	—	7,3	—	15,9	9,6	—	2,3	3,0	2,4	—
37	22,0	38,4	10,0	—	1,1	—	6,8	—	6,8	9,2	3,8	1,9	—
38	17,7	42,8	11,2	—	1,5	—	0,4	—	11,4	9,7	3,4	1,9	—
39	15,5	51,0	7,2	—	—	4,5	0,8	—	5,8	6,6	6,9	1,7	—
40	22,8	26,2	7,8	—	5,3	—	25,1	3,2	—	5,8	1,8	2,0	—
41	31,2	23,0	16,0	—	—	2,7	6,4	—	10,0	7,8	1,0	1,9	—
42	15,8	40,5	16,3	—	1,5	—	2,0	—	—	9,5	9,6	3,1	1,7
43	20,3	36,6	14,0	—	1,4	—	3,2	—	8,6	7,7	5,1	3,1	—
44	25,3	28,5	16,6	2,5	1,5	—	—	—	10,4	10,4	2,5	2,3	—
45	13,8	48,2	7,5	—	5,0	—	6,4	—	—	5,8	9,3	1,7	2,3
46	18,0	35,0	16,3	1,4	—	0,7	—	—	—	13,3	8,4	4,5	2,4
47	15,7	41,7	13,2	6,1	0,5	—	—	—	—	9,7	6,4	4,8	1,9
48	12,2	40,7	10,8	—	4,0	—	10,4	—	5,3	8,3	5,1	3,2	—
49	9,0	46,7	18,0	3,5	—	—	—	—	—	8,2	7,9	4,3	2,4
50	9,8	47,2	2,2	0,9	—	5,0	—	—	—	13,3	14,4	5,0	2,2
51	11,5	39,5	14,2	7,3	1,2	—	—	—	—	11,6	7,3	5,3	2,1
52	3,7	53,5	14,8	4,5	—	1,2	—	—	—	7,1	9,9	3,4	1,9
53	4,0	55,3	17,2	0,6	—	0,9	—	—	—	7,9	8,8	2,5	2,8

b) Der CaO-Gehalt und dessen Einfluß auf den Mineralbestand.

Gehen wir zunächst aus von den Molekularwerten und berücksichtigen hier im Anschluß an das Vorstehende zuerst die c-Werte, so drängt sich bei deren Vergleich untereinander auf, daß sie in einzelnen Fällen offensichtlich auch unabhängig vom Karbonatgehalt ziemlich stark ansteigen. Als Beispiel hierfür nehmen wir das karbonatfreie Gestein Nr. 34 (Riemannstollen) mit $c = 15,42$ und zum Vergleich das nahezu karbonatfreie Gestein Nr. 37 (Fuß Aardeck) mit $c = 9,06$. Beide Gesteine unterscheiden sich nicht hinsichtlich ihres modalen Feldspats, für den normativen Feldspat ergibt die Molekularnorm 22,5 bzw. 22,0 Or und 42,5 bzw. 38,4 Ab, dagegen 5,0 und 10,0 An, eine Differenz, die modal sicher nicht besteht. Im unterschiedlichen c-Wert findet also hier lediglich die Tatsache Ausdruck, daß Nr. 34 augithaltige Schlieren aufweist, während Nr. 37 augitfrei ist. Dieser Unterschied wirkt sich in der Molekularnorm deutlich aus (Nr. 34 4,6 Wo, 7,5 En, 5,3 Hy; Nr. 37 lediglich 6,8 En). Weniger stark, aber immerhin deutlich tritt der gleiche Unterschied zwischen augitfreien und augithaltigen Typen in Nr. 45 mit $c = 8,07$ und Nr. 46 mit $c = 12,91$ zutage, beide ein und demselben Vorkommen bei Lützendorf angehörig. An in der Molekularnorm beträgt hier 7,5 und 16,3%, der spärliche Augit in Nr. 46 wird durch 0,7 Wo wenigstens angedeutet. Um jedoch mit absoluter Sicherheit die Beziehung zwischen Augitführung und c-Wert in Erscheinung treten zu lassen, bedarf es wesentlich größerer Augitmengen als in Nr. 46. Das ersehen wir etwa aus dem

Weilburgit vom Südostausgang von Gaudernbach (Tabelle 25, S. 111). Hinsichtlich des Augits im letzteren Gestein interessiert hier die bereits auf S. 42 erwähnte Tatsache, daß er eindeutig als Reaktionsprodukt zwischen Karbonat und Magma aufzufassen ist. Wesentlich bei allen diesen augithaltigen Typen ist nicht deren c-Wert an sich, sondern deren zum Teil beträchtlicher positiver Wert von c—(al—alk), der bei Nr. 34 (Riemannstollen) 12,58, bei Nr. 46 (Lützendorf II) 4,42 und bei Nr. 59 (Gaudernbach) 7,91 beträgt. Daß der Absolutbetrag dieser Differenz ebenso sehr von den jeweiligen al- und alk-Werten abhängt wie von c, ist ohne weiteres ersichtlich.

Neben den hier genannten mehr oder weniger Augit führenden Vertretern gibt es auch unter den bei weitem verbreiteteren augitfreien Weilburgiten noch eine Anzahl mit relativ hohem c bzw. positivem c—(al—alk). Eine Klarstellung des Zusammenhangs zwischen Chemismus und Mineralbestand ist hier von entscheidender Wichtigkeit sowohl für die systematische wie für die genetische Beurteilung der Weilburgite. Dahin rechne ich beispielsweise Nr. 26 (Biskirchen), verglichen etwa mit Nr. 25 (Ernsthausen), ferner Nr. 41 im Vergleich zu Nr. 40, beide vom gleichen Vorkommn O. Allendorf, ferner Nr. 33 im Vergleich zu Nr. 32, beide vom Steinzlerberg, ferner Nr. 49 (Freienfels—Weinbach), Nr. 52 (Gabelstein) und Nr. 53 (Balduinstein). Es sind überwiegend karbonatreiche Vertreter, äußerlich meist durch „Karbonatmandeln“ gekennzeichnet, seltener (Nr. 49) ohne nennenswert hervortretende Mandeln. Keinem der Gesteine fehlt aber die Erscheinung der *dunklen Reaktionshöfe um die Mandeln* oder analoger, nur weniger regelmäßig geformter und von ihrer Umgebung weniger abstechender Reaktionsbezirke. Diese Feststellung im Verein mit der Augitbildung in den Reaktionsbereichen im Gaudernbacher Weilburgit legt den Gedanken nahe, daß sich in den mikroskopisch nicht auflösbar dunklen Reaktionshöfen um Karbonatmandeln gewissermaßen ein Anfangsstadium jener erkennbaren Augitbildung verbirgt, daß also die Reaktionsbereiche zugleich die Träger eines aus dem Karbonat stammenden Calciumbetrages sind. In keinem dieser Gesteine läßt sich indessen, wie nochmals betont sei, auch nur die geringste Spur von Augit nachweisen, weder unabhängig noch abhängig von den Reaktionszonen, obwohl beispielsweise in Nr. 26 c—(al—alk) 5,12, in Nr. 33 (Steinzlerberg II) 5,68, in Nr. 41 (Allendorf II) 5,51 erreicht, also zum Teil ganz erheblich über den Betrag von Nr. 46 (Lützendorf II) hinausgeht und sogar dem des Gaudernbacher Gesteins nahe kommt.

Für die Basis resultiert in den meisten dieser Fälle zwar ein mäßiger Betrag von Cs, aber in einzelnen Fällen (Nr. 33, 49) tritt ein solcher infolge ihres Gehalts an Al oder Na + K nicht in Erscheinung. In der Molekularnorm ergibt sich naturgemäß ein entsprechender Betrag an Wo bei den ersten, dessen Fehlen bei den letzteren.

Die Höhe von c usw. äußert sich aber in der Mineralführung noch durch eine weitere Komponente, nämlich den Titanit. Er ist in den Weilburgiten stark verbreitet, besitzt jedoch nie die im allgemeinen übliche idiomorphe Ausbildung, wie sie ihm als Frühauftreibung eigen ist. Vielmehr erscheint er stets in isolierten allotriomorphen Körnern oder als Aggregation solcher zu klumpen- oder raupenförmigen Gebilden, die in der Regel an Karbonatmandeln oder Karbonatfetzen gebunden sind und meist deren Randpartien bevorzugen (vgl.

Abb. 12). Innerhalb der „Mandeln“ ist die Anordnung der Einzelkörner gelegentlich eine konzentrische, kranzförmige oder in Sektoren gegliederte, ganz ähnlich den Kornkränzchen in Leuciten (Abb. 42*). Eine Assoziation mit Chlorit ist fast regelmäßig festzustellen. Meist sind die Körner undurchsichtig, leukoxenartig, doch fehlt es unter den größeren nicht an solchen, deren optische Identifizierung einwandfrei möglich ist. Nach Form und Anordnung erweist sich der Titanit eindeutig nicht allein als späte Bildung, sondern auch als *Produkt jener gleichen Reaktionsvorgänge zwischen Karbonat und Magma, die im Gaudernbacher Gestein zur Bildung von Titanaugit geführt haben.*

Von größter Wichtigkeit wäre eine *angenäherte quantitative Erfassung des Titanits für die Beurteilung* der durchschnittlichen Feldspatz Zusammensetzung, im besonderen *des Umfangs der Anorthitkomponente*. Die Molekularnorm gibt diesbezüglich ein generell, vielfach sogar stark abweichendes Bild, selbst wenn man die gelegentlich stärkere Anorthoklasbeteiligung in Rechnung stellt, wie beispielsweise in Nr. 26 (Biskirchen), in Nr. 39 (westnordwestlich Allendorf) oder in Nr. 52 (Gabelstein) und Nr. 53 (Balduinstein). Der Versuch, auf Grund des TiO_2 -Gehalts die Titanitbeteiligung zu ermitteln, ergibt infolge der gleichzeitigen Gegenwart von Ti-haltigem Magnetit, vielleicht teilweise sogar Ilmenit und des öfteren Rutil sowie eines etwaigen, wenn vielleicht auch nie erheblichen Titangehalts der Chlorite für etwa 50% der Gesteine ein zum Teil beachtliches CaO-Defizit. Ebenso wenig wäre, infolge der Ungleichmäßigkeit der Titanitverteilung, der Versuch erfolgreich, die Titanitmenge mit Hilfe des Integrationsverfahrens zu erfassen. An der oft äußerst feinen Verteilung scheitert zumeist auch die gravitative Trennung, verbunden mit chemischer Ermittlung des Ilmenit- und des Titananteils. Angesichts der so bedingten schwer zu kontrollierenden Fehlerrgrenzen mußte, abweichend vom Vorgehen bei der Ermittlung des modalen Mineralbestandes in [32], eine einheitliche Berechnung angewandt werden. Demgemäß wurde aus den Werten für Ru der Basis unter Heranziehung von Cal und Q oder von Cal, Cs und Q ein Tn berechnet, dessen Werte (Tabelle 10) nun zwar im allgemeinen die modalen Titanitgehalte übersteigen, aber für den durchschnittlichen An-Gehalt der Feldspate der Wirklichkeit doch sehr viel näher kommen als die An-Beträge der nach NIGGLI berechneten Molekularnormen (Tabelle 9). An Stelle der die Basiswerte $Kp + Ne + Cal$ umfassenden Größe L bei NIGGLI (Tabelle 8) wurden, zugleich unter Anpassung an den tatsächlichen Mineralbestand, Kp , Ne und Cal -Rest in Or, Ab und An überführt und deren Summe als L_v bezeichnet (Tabelle 10). Maßgebend für dieses Verfahren war ebenso sehr wie die Berücksichtigung des Feldspats und des Titanits das Bestreben, eine Vorstellung von Umfang und Charakter des Chlorits zu gewinnen, der ja die zweite wesentliche Komponente der Weilburgite darstellt. Hieraus erklären sich auch die sonstigen Abweichungen von NIGGLIS Berechnung der Basis und Molekularnorm, insbesondere die Einsetzung von C anstatt der Bildung des Spinellmoleküls Sp in der Basis sowie die Beibehaltung von C anstatt der Bildung des Sillimanitmoleküls Sil und natürlich auch des Cordieritmoleküls bzw. der Moleküle Cord und Sp in der Molekularnorm. Die Daten der Tabelle lassen sich also gewissermaßen als „*Titanit-Chlorit-Variante*“ oder kurz als „*Chlorit-Variante*“ der Molekularnorm bezeichnen. Dem *LMQ-Dreieck* NIGGLI (Abb. 23) wird demgemäß ein $L_v M_v Q_v$ -Dreieck (Abb. 24) zur

Tabelle 10. Molekularnormen — Chlorit-Titanit-Varianten — der Weilburgite.

Nr.	Feldspat			Ne	Wo bzw. Di		Chlorit					Q	Akzessorien			L _v	M _v	Q _v
	Or	Ab	An		Wo	En	Cs	C	Fo	Fa	Q		Mt	Tn	Ru			
25	68,5	6,1	—	—	—	—	4,3	8,5	6,0	0,9	—	3,0	0,7	2,0	74,6	24,5	0,9	
26	53,4	20,4	—	—	0,9	—	3,8	5,8	4,4	0,0	—	2,3	7,8	—	73,8	26,2	0,0	
27	49,3	14,5	—	—	—	—	7,4	9,2	13,6	0,7	—	2,5	0,7	2,1	63,8	35,5	0,7	
28	53,4	11,2	—	—	—	—	4,6	7,5	9,7	5,6	—	4,2	1,5	2,3	64,6	29,8	5,6	
29	41,3	13,2	—	—	—	—	7,4	13,6	8,9	7,2	—	4,6	1,3	1,5	54,5	37,3	7,2	
30	57,5	11,0	—	—	—	—	4,9	5,4	3,5	??	13,3	2,5	—	1,9	68,5	18,2	13,3	
31	58,2	11,2	—	—	—	—	3,7	6,8	7,2	3,9	—	7,2	—	1,8	69,4	26,7	3,9	
32	25,7	41,6	—	—	—	—	3,9	4,7	8,1	1	8,4	2,0	4,2	1,4	67,3	24,3	8,4	
33	20,7	43,0	—	1,1	—	—	4,9	6,5	11,2	0,0	—	4,8	7,2	0,6	64,8	35,2	0,0	
34	22,5	42,5	—	—	6,0	6,0	—	2,0	1,1	4,0	4,0	—	8,3	3,6	—	65,0	31,0	4,0
35	17,3	43,8	4,2	—	—	—	5,2	9,8	5,6	5,0	—	3,7	5,4	—	65,3	29,7	5,0	
36	23,0	36,5	—	—	—	—	7,3	11,9	9,5	6,4	—	3,0	—	2,4	59,5	34,1	6,4	
37	22,0	38,4	0,5	—	—	—	4,9	11,9	9,2	3,6	—	3,8	5,7	—	60,9	35,5	3,6	
38	17,7	42,8	1,6	—	—	—	5,3	11,7	9,7	2,1	—	3,4	5,7	—	62,1	35,8	2,1	
39	15,5	51,0	—	—	3,9	—	—	2,9	6,4	6,6	1,7	—	6,9	5,1	—	66,5	31,8	1,7
oder	15,5	51,0	—	—	—	—	2,9	2,9	6,4	6,6	2,7	—	6,9	5,1	—	66,5	30,8	2,7
40	22,8	26,2	—	—	—	—	8,4	18,8	8,2	?	8,6	1,8	4,8	0,4	49,0	42,4	8,6	
41	31,2	23,0	6,5	—	2,7	—	3,8	14,8	7,8	3,5	—	1,0	5,7	—	60,7	35,8	3,5	
oder	31,2	23,0	6,5	—	—	—	2,0	3,8	14,8	7,8	4,2	—	1,0	5,7	—	60,7	35,1	4,2
42	15,9	40,5	7,6	—	—	—	4,9	11,0	9,6	2,3	—	3,1	5,1	—	64,0	33,7	2,3	
43	20,3	36,6	—	—	—	—	7,0	11,0	7,8	3,5	—	5,1	8,4	0,3	56,9	39,6	3,5	
44	25,3	32,6	5,1	—	—	—	6,1	10,4	10,4	0,7	—	2,5	6,9	—	63,0	36,3	0,7	
45	13,9	48,1	—	—	—	—	8,0	10,6	9,3	3,1	—	1,7	4,5	0,8	62,0	34,9	3,1	
46	18,0	37,4	4,3	—	0,7	0,7	—	4,8	12,8	8,4	1,2	—	4,5	7,2	—	59,7	39,1	1,2
47	15,7	47,7	3,5	2,2	—	—	—	4,3	9,7	6,4	0,0	—	4,8	5,7	—	69,1	30,9	0,0
48	12,2	40,7	—	—	—	—	—	8,4	13,2	8,0	4,9	—	5,1	6,5	1,0	52,9	42,2	4,9
49	9,0	52,5	6,0	—	—	—	—	4,8	8,2	7,9	0,1	—	4,3	7,2	—	67,5	32,4	0,1
50	9,8	48,6	—	—	1,3	—	—	0,8	13,3	14,4	0,2	—	5,0	6,6	—	58,4	41,4	0,2
oder	9,8	47,7	2,2	0,6	—	—	0,4	0,0	13,3	14,4	0,0	—	5,0	6,6	—	60,3	39,7	0,0
51	11,5	45,0	3,7	4,0	—	—	—	5,4	11,6	7,2	0,0	—	5,3	6,3	—	64,2	35,8	0,0
52	3,7	61,0	6,6	—	—	—	—	2,6	7,1	9,9	0,0	—	3,4	5,7	—	71,3	28,7	0,0
53	4,0	56,1	5,6	—	—	—	—	4,6	7,9	8,9	2,0	—	2,5	8,4	—	65,7	32,3	2,0

Seite gestellt (s. S. 75 und 76), das naturgemäß für die Keratophyre nicht verwendbar, für die Beurteilung der Weilburgite jedoch zweckvoll ist.

Kehren wir zurück zur Frage nach der Beschaffenheit der Reaktionszonen. Die Fälle, in denen sich in ihnen Augit und Titanit mikroskopisch nachweisen lassen, sind immerhin relativ selten. Auf Grund der Tatsache jedoch, daß chemisch, gegebenenfalls nach Abzug von CaCO_3 , eine ungewöhnliche Höhe des Calciumgehalts mit der Gegenwart jener Komponenten verbunden ist, müßten häufige oder kräftig entwickelte Reaktionszonen ohne sichtbare Augit- und Titanitbeteiligung die gleiche Wirkung im Gesteinschemismus hervorrufen, wenn die oben geäußerte Vermutung zutrifft, daß die mikroskopisch nicht auflösaren, scheinbar von feinstem Erzstaub durchsetzten, vielfach fast schwarz aussehenden Bereiche eine Frühstufe jener Augit- und Titanitbildung enthalten. Aber der Effekt reicht doch nicht aus bzw. wird durch die komplexe Rolle des Calciums zu stark überdeckt, um in den Analysen der Gesteine klar in Erscheinung zu treten.

Auf eine weitgehende Analogie im mikroskopischen Bild mit den Reaktionszonen um „Karbonatmandeln“ stoßen wir nun in den Bereichen der „dunklen Knollen“, wie sie in manchen Partien des Hauptgestein vom Schellhofskopf,

im „Schalstein“ bei der Arfurter Mühle und anderwärts verbreitet sind. Daß es sich um Gebilde handelt, die auf eingeschlossenen Kalk zurückgehen, läßt sich schon makroskopisch feststellen und aus den Beispielen Abb. 10, 97*, 99*, 100* sowie 103* und 104* unschwer ersehen. Hier haben wir es mit *Reaktions- und Assimilationsbereichen größerem Ausmaßes* zu tun, die im Gegensatz zu den schmalen Mandelzonen auch der chemischen Untersuchung zugänglich sind und Aufschluß über die Natur der Mandelzonen versprechen. Die beiden auf S. 85 im Anschluß an die Schellhofskopf-Gesteine mitgeteilten Analysen, Nr. 57 auf Material vom Schellhofskopf, Nr. 58 auf solches vom Lahn-Steilhang bei der Arfurter Mühle bezüglich, haben die ursprüngliche Vermutung jedenfalls nicht bestätigt, daß außer Feldspat und Karbonat vor allem Chlorit am Aufbau der herrschenden dunklen Grundsubstanz beteiligt sei. FeO und MgO zeigen vielmehr gegenüber dem beherbergenden Gestein einen entschiedenen Rückgang. Dagegen besteht für CaO, auch nach Abzug des karbonatisch gebundenen Anteils, eine auffallend starke Zunahme.

Daraus ist zu schließen, daß zwischen *karbonatischem Kern und magmatischer Umgebung eine Wanderung oder ein Austausch bestimmter Stoffe stattgefunden hat*, oder daß sich im Grenzbereich beider eine Lösungszone bildete, deren Zusammensetzung, abhängig von der Dauer der wechselseitigen Einwirkung, der Menge und Zusammensetzung des Kernmaterials und dem zeitlich bedingten Zustand der Magmaentwicklung, zwar einer gewissen örtlichen Variabilität quantitativer Art unterliegt, aber doch eine einheitliche qualitative Tendenz aufweist. Im einzelnen ist anzunehmen, daß die Calciumzunahme dem xenolithischen Karbonatkern entstammt, aus dem Magma dagegen Kieselsäure und Alkalien wesentlich stärker herangezogen wurden als Magnesium und Eisen. CO₂ dagegen wanderte zweifellos teilweise aus dem Reaktions- oder Lösungsbereich fort. An seine Stelle trat SiO₂, und zwar in einem relativ weit größeren Umfang, was daraus hervorgeht, daß normativ selbst nach Überführung der „M-Verbindungen“ in metasilikatische „P-Verbindungen“ noch ein zum Teil erheblicher Betrag an Quarz erscheint. Nachstehende Tabelle 11 mag als Ergänzung der Tabelle 18 bzw. 19 dies veranschaulichen. Von den Alkalien weist K die doppelte Zunahme von Na auf, ein Beweis dafür, daß der Feldspat von dem des umgebenden Gesteins verschieden, also nicht einfach auf dessen Auflösung zurückzuführen ist.

Der Versuch, durch Zentrifugieren des Analysenmaterials eine schwere Fraktion ($d > 2,80$) zu gewinnen und aus deren Chemismus weiteren Aufschluß über die Beschaffenheit der Reaktionszonen zu erhalten, hatte nicht den gewünschten Erfolg. Der Vergleich von Nr. 57a mit Nr. 57 zeigt, daß die Abtrennung im wesentlichen auf einen Teil des Calcits sowie auf anscheinend etwas freien Quarz einerseits, auf Titanit andererseits beschränkt geblieben ist. Das Gemenge ist offenbar zu fein, um sich durch Pulverisieren hinreichend aufschließen zu lassen.

Eine wichtige Tatsache müssen wir aber dem Befund der Analysen 57 und 57a entnehmen, nämlich die, daß in den Reaktionsbereichen neben Feldspat, der zumindest der Form nach sich gelegentlich andeutet, neben Calcit und Titanit, die sich wohl erkennen, aber kaum noch unterscheiden lassen, sowie neben den Eisenerzeinsprengungen, die die Anschliffuntersuchung aufdeckt, ein Verhältnis

Tabelle 11. Katalmolekularnormen und (entsprechend S. 59) modifizierte Molekularnormen für die Reaktions- und Assimilationsbereiche und deren schwere Fraktionen im Hauptgestein vom Schellhofskopf und bei Arfurt. (Analysendaten usw. s. Tabelle 15—18.)

Nr.	Or	Ab	An	Wo	En	Fo	Hy	Fa	Mt	Hm	Ru	Q
57	16,5	25,7	17,7	2,5	8,0	—	3,7	—	4,3	—	2,6	19,0
57a	17,0	30,3	11,8	19,6	10,8	1,3	—	2,7	3,6	—	2,9	0,0
58	10,5	65,2	2,2	9,9	3,1	—	—	—	5,8	0,1	2,4	0,8
58a	10,2	61,6	0,7	10,6	2,7	—	0,1	—	7,3	—	3,4	3,4

von $MgO + FeO + CaO$ -Rest zu SiO_2 zustande gekommen ist, das deren Bindung in metasilikatischer Form ermöglicht. In diesem pyroxenitischen Komplex kann auch das noch vorhandene Al_2O_3 Platz finden. Ob die feine Granulierung unmittelbar aus der flüssigen Phase entstandene pyroxenitische Kristallisationskerne darstellt oder das Ergebnis einer Entglasung der zunächst glasig erstarrten Lösung, ist eine Frage sekundärer Bedeutung.

Ein Grund, der gegen Pyroxen in distinkter Verteilung spräche, liegt um so weniger vor, als im Weilburgit vom Gaudernbacher Typus (s. S. 110) wesentlich kleinere Reaktionsbereiche um „Karbonatmandeln“ offenkundig einen Titan-augit als einwandfreies Reaktionsprodukt enthalten. Verwunderlich ist nur, daß hier in den ungleich ausgedehnteren Bezirken der „Knollen“ sich nicht in gleichem Maße dessen Wachstumsfähigkeit geltend machen konnte. Andererseits besteht ebensowenig Grund, die früher erwähnten, in vielen Weilburgiten vorhandenen, optisch nicht auflösbaren dunklen Hüllen um „Karbonatmandeln“ anders zu deuten denn als Reaktionshöfe und für sie nicht ähnliche Veränderungen anzunehmen wie die im Schellhofskopf-Gestein.

Die Feststellungen in Nr. 57 werden durch das Untersuchungsergebnis einer Knette aus einem dem Hauptgestein des Schellhofskopf sehr ähnlichen Vorkommen bestätigt, das westlich Arfurt, beiderseits der Mündung des von Norden kommenden Tiefenbachs, durch die Lahn angeschnitten ist und von AHLBURG gleichfalls als Schalstein kartiert wurde. Die etwa die Größe einer Kokosnuss erreichende Knette (Abb. 103* und 104*) bietet makroskopisch und mikroskopisch das Bild eines über die dunkle und dichte Gesteinsmasse netzartig verteilten Karbonatgewebes. In den Dünnschliffen gesellen sich zur schlierigen Verteilung meist vereinzelte, stellenweise auch sich häufende kleine Mandeln sowie zarte, oft nur angedeutete Feldspatleistchen. Im Chemismus (Nr. 58) wiederholen sich grundsätzlich die das erste Beispiel charakterisierenden Merkmale in verstärktem Maße: der nach CaCO_3 -Abzug verbleibende hohe Gehalt

an CaO, der gegenüber Nr. 57 noch erheblich niedrigere Gehalt an MgO und FeO, der relativ hohe Betrag von SiO₂ und unter den Alkalien ganz besonders der auf das Dreifache von Nr. 57 anwachsende Betrag von Na₂O. Die Folge ist, daß in der Norm sich restlos wiederum Ca- und Mg-Metasilikate bilden lassen (das niedrige FeO reicht gerade für Magnetit aus), deren Summe aber gegenüber dem Feldspat ganz zurücktritt, und, bedingt durch die Feldspatbildung, nur noch in geringem Umfang Q übrig bleibt. Im weiten Variationsbereich von alk in Nr. 57 (alk = 14,4) und Nr. 58 (alk = 25,0) sowohl wie in der Verschiedenheit der k-Werte (k = 0,39 in Nr. 57 und 0,14 in Nr. 58) wiederholen sich typische Eigentümlichkeiten der Weilburgite und speziell auch der Gesteinsvarietäten vom Schellhofskopf. Mit dem Kalkgehalt hängt das aber sicherlich nicht zusammen, dieser wäre in Nr. 57 genau so hoch, wenn nicht höher als in Nr. 58, wären für die Analyse nicht die reinen Karbonatpartien in Nr. 57 ausgehalten worden, was bei Nr. 58 infolge der Verteilung nicht möglich war.

Der Trennungsversuch führte im Arfurter Gestein noch weniger als bei Nr. 57 zu einem befriedigenden Ergebnis. Fast der gesamte Feldspat kehrt in der schweren Fraktion ($d > 2,75$) wieder, und ebensowenig macht sich eine wesentliche Änderung des melanokraten Anteils bemerkbar. Lediglich eine Abtrennung von Calcit auf der einen, eine Anreicherung von Titanit auf der anderen Seite wurden erreicht.

Die Vermutung einer versteckten generellen Bildung von Metasilikat- bzw. Augitmolekülen in den dunklen Reaktionshöfen um die Karbonatmandeln und damit einer wenigstens qualitativen Analogie mit den Erscheinungen im Gaudernbacher Weilburgit findet also im Chemismus der „Knollen“ einzelner Vorkommen eine Stütze.

Allgemein läßt vorstehendes Resultat die molekulärnormative Betrachtung als ein auch heuristisch wertvolles Verfahren erkennen, das als solches sich keineswegs auf die Verfolgung der im Mineralbestand sichtbar werdenden Veränderungen, auf Heteromorphiebeziehungen und auf die Wiedergabe differentiationsbedingter Entwicklungen beschränkt. Sie vermag gegenüber der Zusammenfassung in die nach Zahl und Art etwa in den Molekularzahlen oder in der Basis festgelegten Größen, deren Bedeutung für vergleichende Betrachtungen im Vordergrund steht, gerade infolge ihrer „Labilität“ über jene hinaus zu führen.

Soviel steht fest, daß die in Tabelle 10 enthaltenen An-Gehalte der Weilburgite sich dem beobachteten Feldspat besser anpassen als die in Tabelle 9, daß also aus c-(al-alk) nicht ohne Einschränkung und, wie man im Hinblick auf die normalerweise bestehende Augitfreiheit annehmen möchte, ebensowenig aus c auf den Plagioklascharakter geschlossen werden darf. Das gilt selbst für die Vorkommen mit stärkerer Anorthoklasbeteiligung wie z. B. Nr. 26 (Biskirchen). Nur unter Berücksichtigung der besonderen, auf teilweiser Kalkassimilation beruhenden und größtenteils okkulten Neubildungen ist der dem mikroskopischen Befund scheinbar nicht gerecht werdende Bereich der c-Werte verständlich, dessen obere Grenze, wenn man von den vereinzelten, Augit in feststellbarem Umfang führenden Beispielen absieht, etwa bei c = 14 liegt, während unter Ausschaltung des durch teilweise Silifizierung veränderten Gesteins Nr. 30 und des den übrigen an Frische nachstehenden Gesteins Nr. 31 die untere Grenze bei ungefähr c = 3 erreicht ist. Als mittlerer Wert ergibt

sich unter Fortfall jeder Einschränkung $c = 9$, unter Ausschluß augithaltiger, an Reaktionszonen reicher und sekundär veränderter Gesteine $c = 7$. Vergegenwärtigt man sich, daß dem gabbrodioritischen Magma der Typenwert $c = 23$, dem normalgabbroiden Magma der Typenwert $c = 21$ zukommt, so läßt sich nicht bestreiten, daß das *weilburgitische Magma als kalkarm zu bezeichnen ist und sich diesbezüglich grundlegend von dem diabasischer und basaltischer Gesteine unterscheidet.*

Hinsichtlich der Verteilung der c -Werte muß allerdings auf eine Eigentümlichkeit hingewiesen werden. Wird die seiner Zeit [59] nach dem Alkaliverhältnis vorgenommene Gliederung der Weilburgite in eine *kalibetonte Gruppe* (Nr. 25 bis 31; *Typus Ernsthausen*), in eine *intermediäre Gruppe* (Nr. 32—48; *Typus Aardeck*) und eine ausgesprochen *natronbetonte Gruppe* (Nr. 49—53; *Typus Gabelstein*) beibehalten, so ist eine ausgesprochene Häufung der niedrigen, normalerweise zwischen 3 und 6 liegenden c -Werte in der kalibetonten Gruppe unverkennbar. Demgegenüber unterscheiden sich die beiden anderen Gruppen in ihren etwa zwischen 6 und 14 variierenden c -Werten nicht voneinander. Die gleiche Eigentümlichkeit spiegelt sich natürlich im Cal der Basis bzw. im An bei normaler Normberechnung (Tabelle 9) wieder. Betrachten wir An lediglich für sich, so scheint sich im großen und ganzen auch in der modifizierten Molekularnorm (Tabelle 10) daran nicht viel zu ändern. Aber sie erleichtert doch die Erklärung für jenes Verhalten.

Ein relativ hoher An-Gehalt kann bedingt sein vor allem durch einen gewissen An-Gehalt des Plagioklas und durch die Gegenwart von Anorthoklas. Damit steht das generelle Verhalten im Einklang: das Fehlen von An innerhalb der Kaligruppe, seine Häufigkeit (80 %) in der Natrongruppe und sein Erscheinen in etwa 47 % der intermediären Gruppe. Aber es besteht keineswegs eine Proportionalität zwischen Ab- und An-Gehalt (vgl. die Projektionspunkte im Feldspatdreieck Abb. 20). Eine solche ist auch nicht zu erwarten infolge 1. möglicher Schwankungen im An-Gehalt der verschiedenen Vorkommen, 2. des Vorgehens bei der Tn-Berechnung. Bemerkenswert sind jedoch die Unterschiede im prozentualen Verhältnis Or:Ab:An bei den beiden durch 2 Analysen belegten Vorkommen bei Lützendorf (Nr. 45 und 46) mit Or 22,4, Ab 77,6, An 0 bei Tn 4,5 bzw. Or 30,2, Ab 62,6, An 7,2 bei Tn 7,2 sowie O. Allendorf (Nr. 40 und 41) mit Or 46,5, Ab 53,5, An 0 bei Tn 4,8 bzw. Or 51,4, Ab 37,9, An 10,7 bei Tn 5,7. Durch die bestehenden Fehlergrenzen können diese Unterschiede nicht erklärt werden. Auch mit der Tn-Berechnung lassen sie sich kaum begründen, da die Tn-Werte in beiden Fällen für die Varietät *mit* normativem An höher sind als für die Varietät *ohne* An. Vielmehr dürfte es sich hier um einen lokalen Differenzierungseffekt handeln.

c) Die Alkalien.

In gleichem Grad wie die Feldspate mineralogisch, charakterisieren die *Alkalien* chemisch die Weilburgite und das *weilburgitische Magma*. alk variiert etwa zwischen 13 und 26, das rechnerische Mittel aus den alk-Werten der Tabelle 7 ergibt alk = 18,0, das Häufigkeitsmaximum liegt etwas höher, nämlich bei alk = 19,0. Die Änderungen verlaufen mit geringen Schwankungen ziemlich genau reziprok zu denen von fm, sofern man einzelne Teilbezirke (Schellhofskopf,

Rehbachtal) aussondert und für sich betrachtet, in denen fm durchgängig etwas höhere Beträge erreicht, die durchschnittliche Gesteinsbeschaffenheit also eine melanokratere ist als in den normalen Weilburgiten des Gesamtgebiets. Innerhalb eines solchen Teilgebiets behält jedoch jene Beziehung zwischen alk und fm ihre Geltung, nur in eine das Gesamtgebiet umfassende Reihe lassen sich die Einzelanalysen solcher Teilgebiete nicht ohne Unterbrechung der Kontinuität einordnen. Die Gesteine vom Schellhofskopf (Nr. 27, 43, 48) einschließlich dem angrenzenden Biemenkopf (Nr. 28) liefern ein Beispiel dieser fm-betonten Entwicklung. Hier werden bereits bei alk = 19 fm-Werte um 49 erreicht, die dann bei sinkendem alk ansteigen und zu Gesteinstypen führen können, deren alk- und fm-Werte außerhalb der entsprechenden Variationsgrenzen in normalen Weilburgiten fallen, während ihre c-Werte von dieser Änderung anscheinend unberührt bleiben (vgl. Tabelle 7). Es entwickeln sich damit Gesteine, wie ich sie hauptsächlich dem Begriff des „Melatypus“ der Weilburgite unterstellen möchte (vgl. S. 80ff.). Für ihre Zuordnung zur Weilburgitgruppe bedeutet die absolute Höhe von alk kein Kriterium mehr, sie unterschreitet, wie bei den Vertretern vom Schellhofskopf, den unteren Grenzwert unter Umständen recht erheblich, maßgebend bleiben nur noch der qualitative Mineralbestand, insbesondere der reine Alkalicharakter der Feldspate, und die unmittelbare genetische Verknüpfung solcher chloritreichen Abarten mit normalen, feldspatreichen (am Schellhofskopf zum Teil kalifeldspatreichen) Weilburgiten. Als weitere Beispiele, die die gleiche Tendenz zum mindesten andeuten, mögen die Analysen aus dem Rehbachtal (Nr. 29, 30, 36) und die des Vorkommens bei Allendorf (Nr. 40 und 41) genannt werden.

Dieser Antagonismus zwischen alk und fm bzw. Feldspat und Mg-Fe-haltigen Komponenten bietet an sich nichts besonderes, er entspricht durchaus dem allgemeinen Verhalten in magmatischen Gesteinen. Ungewöhnlich ist jedoch zweierlei. Einmal die bereits angedeutete Tatsache, daß c der Bewegung von fm sich nicht anschließt. Da al—alk mit positiven, meist zwischen 6 und 12 liegenden Werten erscheint, die chemischen Voraussetzungen zur Bildung eines Calciumalumosilikats normalerweise also als gegeben angesehen werden können, ist zumal in den natronreicheren Vertretern das Ausbleiben einer Plagioklasbildung mit einigermaßen entsprechendem Anorthitgehalt nicht ohne weiteres verständlich. Mit mangelnder Frische lassen sich die Werte von al—alk nicht, bzw. nur ausnahmsweise (Nr. 31) begründen. Ungewöhnlich ist zweitens das zeitliche Ausscheidungsverhältnis der salischen und der femischen Komponenten. Offensichtlich war die Kristallisation der Alkalifeldspate schon sehr weitgehend erfolgt, als die der Chlorite einsetzte, die Verbreitung von Anorthoklas und Kalinatronfeldspat, deren zum Teil starke Korrosion und Umhüllung durch Orthoklas sowie die häufige Feldspatverdrängung durch Chlorit bringen das zum Ausdruck. Es ist aber damit nicht ohne weiteres gesagt, daß von vornherein Bedingungen vorlagen, die die Bildung wasserfreier Mg-Fe-Silikate verhinderten und unmittelbar zu Chloritausscheidung führten, oder ob nicht vielmehr schon im Frühstadium Bedingungsänderungen eintraten, zufolge derer etwaige einfache Silikate der genannten Art instabil wurden. Im letzteren Falle wäre es dann auch nicht unbedingt ausgeschlossen, daß in der Schmelze bereits vorhandene $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ -Moleküle der Zerstörung anheim fielen. Trifft das zu, so ist aber

angesichts des Gesteinschemismus und der zu beobachtenden Korrosionserscheinungen eher mit Anorthoklas als mit Plagioklas als dem Träger der Anorthitkomponente zu rechnen. Soviel geht jedenfalls aus alledem hervor, daß das weilburgitische Magma schon in einem frühen Stadium nicht mehr dem liquidmagmatischen Zustand entsprochen haben kann.

Bezüglich der alk-Höhe in den Weilburgiten im Vergleich zu der in den Keratophyren begnügen wir uns hier mit dem Hinweis auf Abb. 17, die einmal die Geschlossenheit der großen Mehrzahl der weilburgitischen gegenüber der

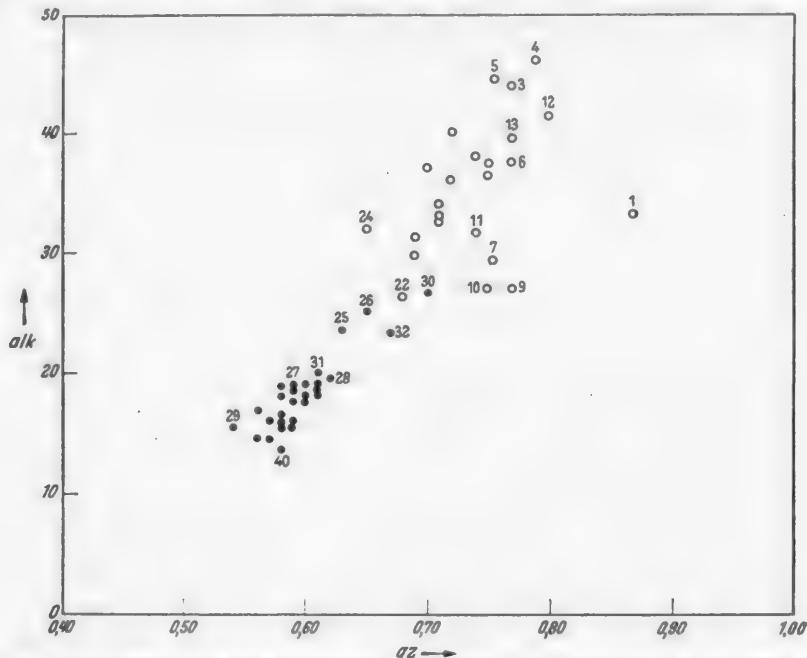


Abb. 17. az/alk-Diagramm der Keratophyre (Leerkreise) und Weilburgite (ausgefüllte Kreise).

starken Streuung der keratophyrischen alk-Werte, zum andern die unterschiedlichen Beträge in beiden Gesteinsgruppen veranschaulicht. Es sind vornehmlich Kali-Weilburgite (Nr. 25, 26 und 30), die gegen den Keratophyrbereich vorstoßen. Von Kali-Natron-Weilburgiten nähert sich diesem nur Nr. 32 (Steinzlerberg I) etwa in dem gleichen Grade. Dagegen schließen sich die Kali-Weilburgite Nr. 27, 28, 29 und 30 ganz der Hauptgruppe an, Nr. 29 (Rehbachtal I) gehört sogar zu deren alkaliärmeren Vertretern. Es ist insbesondere sehr wohl möglich, daß sich unter den Weilburgiten der mittleren Gruppe mehr Beispiele von der Art wie Nr. 32 finden, aber im großen ganzen dürfte sich an dem vorliegenden Bild wenig ändern, d. h. die Kali-Weilburgite dürften durchschnittlich etwas höheren Alkaligehalten zuneigen.

Zumal das gegenseitige Verhältnis beider Gesteinsgruppen wird durch alk allein natürlich nur unvollkommen wiedergegeben. Eine Ergänzung bildet die von TRÖGER [90] eingeführte Darstellung der Abb. 18, in der die theoretische (maximale) Anorthitkomponente berücksichtigt wird $[L\% = \frac{1}{100} (al + alk + t - \frac{2}{100} alk)]$. Auch wenn dadurch, wie wir gesehen haben, der tatsächliche An-Anteil im

allgemeinen überstiegen wird, so dürfte sowohl die stärkere Auflockerung innerhalb der Weilburgitgruppe wie das vermehrte Ineinandergreifen beider

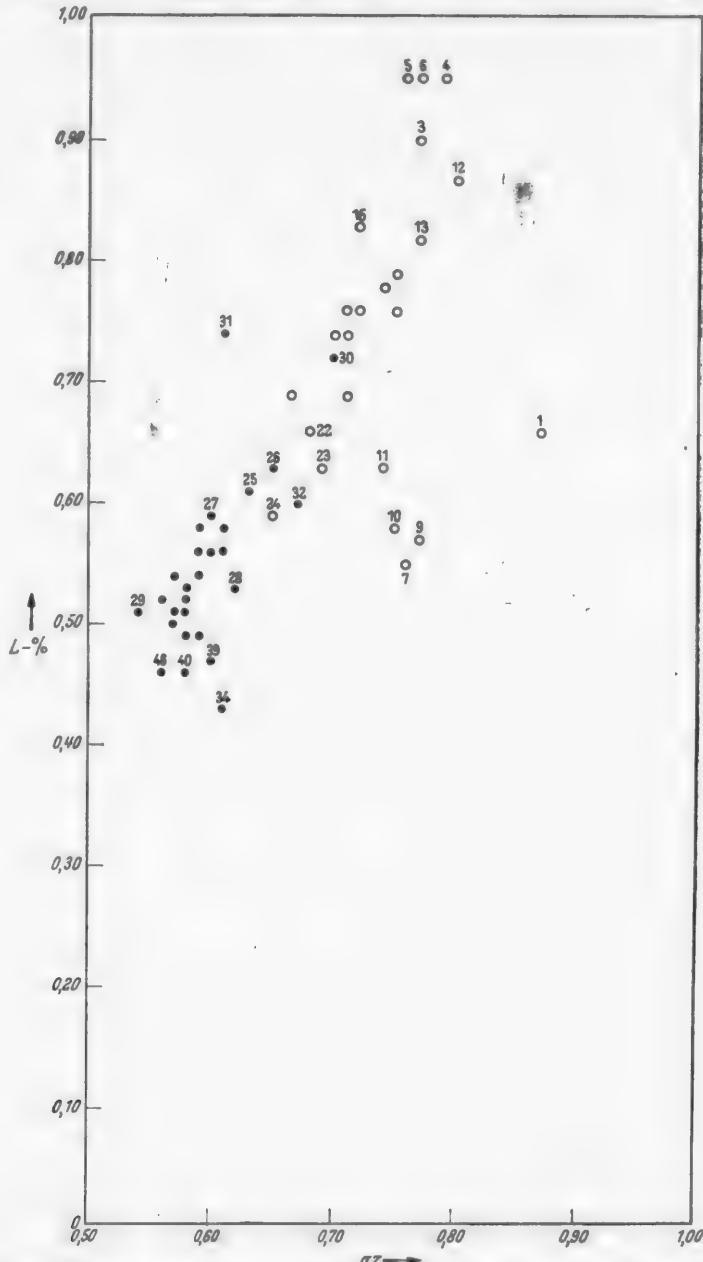


Abb. 18. -az/L-%-Diagramm der Keratophyre (Leerkreise) und Weilburgite (ausgefüllte Kreise).
 $L\text{-}\% = \text{Leukoprozent} = \frac{1}{100} [(\text{al} + \text{alk}) + (\text{al} - \text{alk})] = \frac{2 \text{ al}}{100}$.

Gesteinsgruppen doch zutreffen. Seitens der Weilburgite sind es im wesentlichen die gleichen Beispiele wie in Abb. 17, die in den Keratophyrbereich übergreifen.

Die Lage von Nr. 31 wird teilweise durch den Erhaltungszustand des Gesteins bedingt. Von der Keratophyrseite rücken jedoch jetzt Nr. 7 (Hausen I), Nr. 9

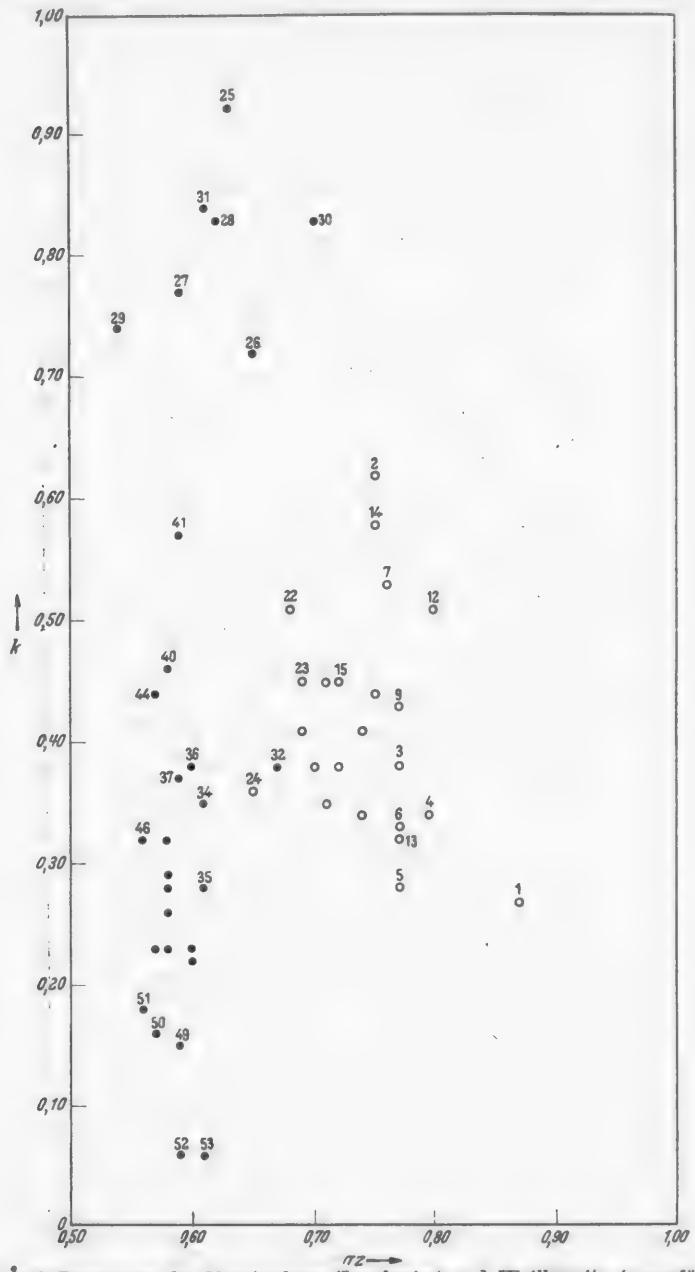


Abb. 19. az/k-Diagramm der Keratophyre (Leerkreise) und Weilburgite (ausgefüllte Kreise).

und 10 (Wirbelau) sowie Nr. 24 (Justusmühle) in den Weilburgitbereich vor, das sind jene Typen, in deren mineralogischen Beschaffenheit wir bereits weilburgitische Züge konstatiert haben.

Die Variation des Alkaliverhältnisses erstreckt sich in den Weilburgiten nach beiden Richtungen noch erheblich weiter als in den Keratophyren (Abb. 19). Zwischen den Grenzwerten $k = 0,92$ und $k = 0,06$ läßt sich allenfalls eine Lücke zwischen 0,60 und 0,70, dagegen eine ausgesprochene Häufung der Werte zwischen 0,20 und 0,40 konstatieren. Sehen wir von den k -Werten über 0,70 ab, so fallen in den Häufungsbereich 64 % der Analysen, 23 % liegen unterhalb $k = 0,20$, 13 % zwischen $k = 0,40$ und 0,60. Bezogen auf die Gesamtzahl der Analysen betragen diese Anteile 49, 17 und 10 %, während 24 % der k -Werte 0,70 übersteigen. Irgendwelche gesetzmäßigen Beziehungen der k -Variation zu alk, fm, mg oder si bzw. az bestehen, wie entsprechende graphische Darstellungen ergeben, nicht. Lediglich die eine Tatsache erscheint bemerkenswert, daß mit einer einzigen Ausnahme (Nr. 29) alle Werte $k > 0,70$ oberhalb alk = 18, d. h. oberhalb des zahlenmäßigen Mittelwertes von alk liegen. Läßt man zunächst die Frage nach der etwaigen Abhängigkeit des weilburgitischen von einem anders beschaffenen Magma offen und betrachtet das weilburgitische Magma als ein System für sich, demgemäß also das Anwachsen von alk als das Ergebnis eines Differentiationsvorgangs unter den besonderen Bedingungen dieses Systems, dann ist es vorzugsweise Kalium, das durch diesen Vorgang angereichert wird. Zwar erfährt auf der anderen Seite auch Natrium eine Anreicherung, aber diese ist nicht mit einer gleichzeitigen Änderung der Alkalisumme verbunden. Man möchte hiernach fast vermuten, daß dem Kalium eine stärkere oder länger anhaltende Mobilität zukam als dem Natrium.

Vergleicht man ferner das Verhalten von k in den Weilburgiten mit dem in den Keratophyren, so ergibt sich (Abb. 19), daß die große Mehrzahl der keratophysischen k -Werte sich etwa zwischen 0,30 und 0,50 bewegt, dagegen Werte unter 0,30 und über 0,60 nur je einmal, und zwar in den beiden sauersten Vertretern von Aull—Hambach (Nr. 1) und vom Steinsberger Kopf (Nr. 2) vertreten sind (in Nr. 5 besteht die Möglichkeit oder sogar Wahrscheinlichkeit postvulkanischer Veränderungen). Der Mittelbereich der k -Variation ist also in den Keratophyren gegenüber den Weilburgiten nur um 0,10 nach oben verschoben, k -Werte unter 0,25 und über 0,65 kommen bei den untersuchten Keratophyren überhaupt nicht vor. Dagegen scheinen extreme Keratophyrtypen im Harz vertreten zu sein, beispielsweise der granitporphyrtartige Kalikeratophyr von Hamburgs Dickung südlich Rübeland (Analyse LORENZ) mit $k = 0,70$ bzw. Or:Ab = 70:30 und der Quarzkeratophyr aus dem Mühlental zwischen Rübeland und Elbingerode (Analyse JACOBS) mit $k = 0,14$ bzw. Or:Ab = 14:86. Aber auch hier ist die Verbreiterung nach der Seite einer Na-Zunahme bzw. hohen Albitgehalts sehr viel stärker als nach der Seite einer K-Zunahme bzw. hohen Orthoklasgehalts (vgl. Abb. 20). Im Keratophyrmagma des Lahngebiets jedenfalls waren die Zustandsbedingungen der Alkalispaltung weit weniger günstig als im Weilburgitmagma, hier erst führten sie zur Entwicklung einer ausgesprochenen Kaligruppe in der einen, einer ausgesprochenen Natrongruppe in der anderen Richtung, von denen zumal die erstere in der Darstellung Abb. 19 kaum eine Verbindung mit der Mittelgruppe aufweist.

Abgesehen von k differieren jedoch die arithmetischen Mittelwerte der Molekularzahlen in den 3 Gruppen (Tabelle 21) relativ wenig. Deren abgerundetes Mittel kommt den Molekularzahlen der Hauptgruppe so nahe, daß wir

deren k-Werte mit diesem Mittel unbedenklich kombinieren dürfen. Die arithmetische Mittelbildung für k, die einen Wert von 0,42 ergäbe, würde infolge

der geringen Anzahl der Beispiele von den extremen Werten der Randgruppen mehr oder weniger zufällig beeinflußt, setzt außerdem eine kontinuierliche Verbindung mit der Hauptgruppe voraus, die nach der Seite der Kaligruppe fehlt. Das Gesamtmittel (Tabelle 12) repräsentiert in dieser Form den Weilburgittypus seinem Chemismus nach und kann für allgemeine und vergleichende Betrachtungen als Grundlage dienen (s. auch S. 101).

Wo man die Grenzen der beiden extremen Gruppen gegen die mittlere Hauptgruppe zieht, unterliegt mehr oder weniger subjektivem Ermessen. Für $k = 0,60$ als Grenzwert der Kali-Weilburgite spricht der Umstand, daß der Bereich zwischen den k-Werten 0,40 und 0,60 nur von vereinzelten Vertretern besetzt ist. Auf der Seite der Natron-Weilburgite wird ein solcher Lockerungsbereich kaum erkennbar, die Hauptgruppe geht hier ganz kontinuierlich in Na-extreme Typen wie Nr. 52 und 53 über. Unter Berücksichtigung der Verteilungsdichte möge $k = 0,20$ als Grenzwert für die Abtrennung der Natron-Weilburgite gelten.

Diese Teilung deckt sich allerdings nicht mit der Zuordnung zur Natron- bzw. Kaligesteinsreihe. Hierfür bilden nach NIGGLI die k-Werte $\leq 0,33$ bzw. $\geq 0,40$ die in der Erfahrung begründeten Grenzwerte für reine Natron- bzw. reine Kaligesteine, im Zwischenbereich spricht $k \geq 0,36$ allgemein mehr für Zugehörigkeit zur Kalireihe.

Molekularnormativ erstreckt sich der Einfluß von c, alk und k naturgemäß auf die *Feldspate* in erster Linie. Je nachdem man die Kaligruppe einbezieht

oder nicht, ergeben etwa 35 bzw. 41 % der Analysen einen geringen Betrag Ne und etwa 28 bzw. 32 % einen geringen Betrag Wo als Komponenten der Molekularnorm. Dem im Feldspatdreieck (Abb. 20) unter Hinzunahme der Keratophyrfeldspate dargestellten Mischungsverhältnis entnehmen wir: 1. Die Lücke

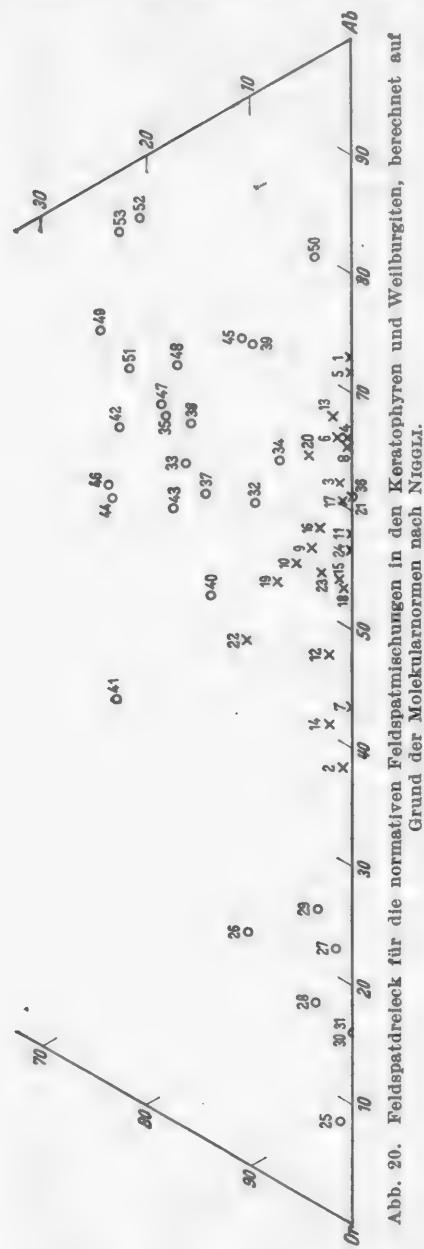
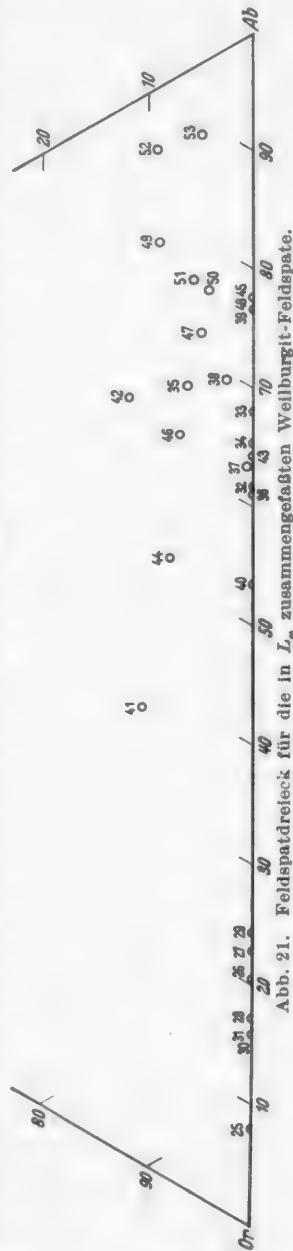


Abb. 20. Feldspatdreieck für die normativen Feldspatmischungen in den Keratophyren und Weilburgiten, berechnet auf Grund der Molekularnormen nach NIGGLI.

zwischen Kaligruppe und Hauptgruppe findet kein entsprechendes Gegenstück auf der Seite der Natrongruppe, selbst dann nicht, wenn nur die beiden extremen Gesteine Nr. 52 und 53 in Betracht gezogen werden.

2. Die Keratophyrfeldspate verteilen sich erwartungsgemäß auf einen der Seite Or—Ab folgenden Streifen, etwa begrenzt durch $Or_{25}Ab_{75}$ und $Or_{60}Ab_{40}$ und mit deutlicher Häufung der Projektionspunkte zwischen $Or_{30}Ab_{70}$ und $Or_{50}Ab_{50}$, während die Streifenbreite für die Mehrzahl der Gesteine etwa durch An_5 , unter Berücksichtigung einzelner Ausnahmen durch $An_{7.5}$ bestimmt wird. 3. Die Feldspate der Kali-Weilburgite sind unter allen Umständen wesentlich orthoklasreicher als die der Keratophyre. Die untere Grenze des Orthoklasgehalts liegt etwa bei $Or_{7.5}$. Der An-Gehalt überschreitet unter Anwendung des NIGGLI-schen Berechnungsmodus nur in Nr. 26 (Biskirchen) 5 Mol.-%. 4. Im Mischungsverhältnis der Feldspate vollzieht sich die Änderung von der weilburgitischen Hauptgruppe zur Natrongruppe kontinuierlich. Für $Or:Ab$ können als Grenzen Or_5Ab_{50} und $Or_{30}Ab_{70}$ angenommen werden, d. h. diese Grenzen stimmen mit denen des maximalen Häufungsbereichs der Keratophyrfeldspate überein. Höhere Or-Gehalte ergeben nur 3 Beispiele, nämlich Nr. 40 und 41 (O. Allendorf) sowie Nr. 44 (Löhnberger Hütte). 5. Im An-Gehalt schließen sich die Feldspate beider Gruppen im Sinne einer An-Zunahme unmittelbar an die der Keratophyre an. Nur Nr. 36 (Rehbachtal III) rückt mit $An = 0$ völlig in den Keratophyrbereich. Bedingt durch die Ungenauigkeit der CaO-Berechnung ergibt sich für An eine in Wirklichkeit nicht vorhandene Streuung. Es ist bezeichnend, daß die Berechnung zu gleicher An-Beteiligung führt für den orthoklasreichen Feldspat in Nr. 41 (O. Allendorf) und in den albitreichsten Vertretern Nr. 52 (Gabelstein) und Nr. 53 (Balduinstein). Nach Abb. 20 bilden 10 An und 25 An die untere und obere Grenze für den An-Gehalt.

Nach dem Ergebnis der optischen Untersuchung kann An in diesem Umfang weder in den Plagioklas-, noch in den immerhin doch relativ zurücktretenden Anorthoklasmischungen vertreten sein. Gewisse CaO-Beträge müssen, abgesehen vom Apatit und Titanit, in uns unbekannter und nicht erfaßbarer Form teils in den Reaktionszonen, teils in den Grundmassen, teils wahrscheinlich auch in den Chloritaggregaten sich verbergen. Inwieweit hier CaO endogener bzw. allogener Herkunft ist, muß dahingestellt bleiben. Daß Anorthitbildung nicht in dem der Molekularnorm



entsprechenden Umfang stattgefunden hat, kann nur so zu erklären sein, daß es im höheren T-Bereich an Ca fehlte, daß dagegen im niederen T-Bereich der Zustand des Magmas trotz nunmehr vorhandenen Ca der Anorthitbildung im Wege stand.

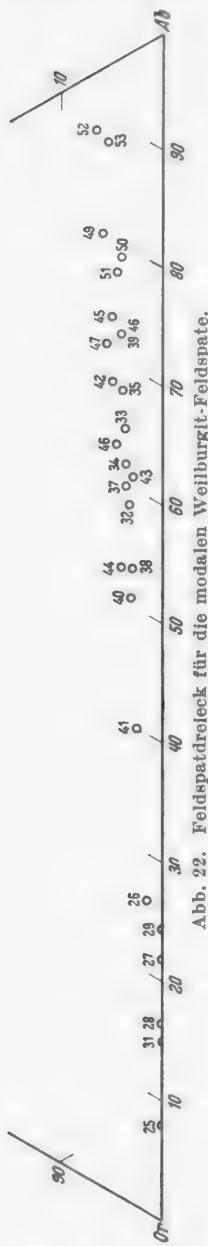


Abb. 22. Feldspatdreieck für die modalen Weilburgit-Feldspate.

Während die Darstellung Abb. 20 den Titanit vernachlässigt, zeigt Abb. 21 die Verhältnisse bei Annahme des maximal möglichen Titanitgehaltes, d. h. ausgehend von der variierten Molekularnorm. Es ist klar, daß die Verteilung der Projektionspunkte in bezug auf Or:Ab keine wesentliche Änderung erfährt. Sie rücken in ihrer Gesamtheit nur etwas mehr nach der Ab-Ecke. Diese Verschiebung ist gering für die Kali-Weilburgite, die Grenze liegt bei 27,5 Ab anstatt bei 25 Ab. Von der Hauptgruppe behält nur noch Nr. 41 einen höheren Or-Gehalt als 50%, in Nr. 40 und 44 unterschreitet Or diesen Grenzbetrag bereits deutlich. Nach der Ab-Ecke zieht sich jedoch das Projektionsfeld wesentlich auseinander, es wird hier durch $Or_{10}Ab_{90}$ statt durch $Or_{25}Ab_{75}$ in Abb. 20 begrenzt. Um so stärker treten die Veränderungen bei An in Erscheinung. Nicht allein für die Kali-Weilburgite, sondern auch für 50% der beiden anderen Gruppen resultieren anorthitfreie Feldspate. Für die übrigen bildet 10 An statt früher 25 An die obere Grenze. Sie wird nur in 2 Gesteinen, nämlich Nr. 41 (O. Allendorf) und Nr. 42 (Weyer—Oberbrechen) um ein geringes überschritten. Der Feldspat des *Weilburgitmittels* entspricht $Or_{31,5}Ab_{63,1}An_{5,4}$, Or:Ab verhält sich wie 1:2.

Selbstverständlich kann auch diese Darstellung keine absolute Genauigkeit beanspruchen. Es trifft sicher nicht zu, daß der Plagioklas in der Hälfte der Gesteine der Hauptgruppe und Natrongruppe völlig anorthitfrei ist. Auch der in einigen derselben nachgewiesene Anorthoklas fand keine Berücksichtigung. Aber sicher kommt Abb. 21 den tatsächlichen Mischungsverhältnissen näher als Abb. 20. Nach den zahlreichen optischen Bestimmungen wird im modalen Plagioklas ein An-Gehalt von 10% im allgemeinen nicht erreicht und keinesfalls überschritten. Gehen wir von dieser Tatsache aus und eliminieren auf Grund der planimetrischen und gravitativ-chemischen Bestimmungen gleichzeitig den Titanit, dann ergibt die Auswertung der Gesteinsanalysen etwa die in Abb. 22 dargestellten modalen Mischungsverhältnisse. Wir dürfen also annehmen,

dab die unter Annahme einer maximalen Tn-Menge modifizierte Berechnung der Molekularnorm im vorliegenden Fall den tatsächlichen Verhältnissen nahe kommt, sicherlich näher als die Anwendung des originalen Rechenschemas.

Wir erkennen aus der Betrachtung der Feldspatkristalle erneut, daß die in den Keratophyren bereits bestehende Entwicklung kali- bzw. natronbetonten Gesteinstypen sehr viel weiter fortgeschritten ist in den Weilburgiten. Das gilt vor allen Dingen, ja man kann fast sagen ausschließlich, für die Richtung auf $\text{Or}_{65}\text{Ab}_{35}$ Bilder bei den Keratophyren die obere Grenze im Or-Gehalt, während die Kali-Weilburgite als untere Grenze 70 Or in der Darstellung Abb. 20, 75 Or in der Darstellung Abb. 21 aufweisen. Der Schwerpunkt des Verhältnisses Or:Ab in den sog. Normalweilburgiten (Hauptgruppe) hat sich dagegen nur wenig zugunsten von Ab verschoben. Die arithmetischen Durchschnittswerte von Or:Ab betragen 40:60 für die Keratophyre und 35:65 (33,5:66,5) bzw. 34:66 (33:67) für die Gesamtheit der Weilburgite bzw. deren Hauptgruppe (nicht eingeklammerte Zahlen auf NIGGLIS Kata-Molekularnorm, eingeklammerte auf variierte Molekularnorm bezüglich). Wir können also sagen, daß der Durchschnittsweilburgit sich vom Durchschnittskeratophyr im Mischungscharakter des Feldspats nicht wesentlich unterscheidet. Das gilt insbesondere auch für den Anorthitgehalt.

Aus der Verteilung der Projektionspunkte allein könnte man geradezu auf eine einseitige Kalibbspaltung bzw. eine einseitige Kalianreicherung schließen als den Vorgang, der eine Seite der Entwicklung vom keratophyrischen zum weilburgitischen Magmazustand kennzeichnet, und in den Natronweilburgiten gewissermaßen den Magmaanteil sehen, der sein Kalium abgegeben hat. Man ist jedenfalls von vornherein versucht, mit den zum mindesten in einem Spätstadium der weilburgitischen Magmazentwicklung entstandenen Bedingungen auch den Differenzierungsvorgang in Verbindung zu bringen, der zur Entstehung kalireicher und natronreicher Weilburgite geführt hat. Nach dem Mineralbestand in Keratophyren und Weilburgiten ist diese Entwicklung in erster Linie durch den Unterschied der Temperaturbereiche gekennzeichnet. Indessen kann die „Alkalidifferentiation“ doch nicht einfach nur von der Temperatur abhängig gewesen sein, da sie ja, wenn auch nicht in dem Ausmaß wie in den Weilburgiten, schon in den Keratophyren sich verwirklicht findet. Schon im keratophyrischen Magmazustand vermochten sich also Verhältnisse zu entwickeln, die den Spaltvorgang ermöglichen. Der Beobachtung müssen wir ferner entnehmen, daß die die Spaltung hervorrufenden Bedingungen einerseits noch im Tiefenherd eingesetzt und hier immerhin einen solchen Umfang erreicht haben, daß die Bildung selbständiger Intrusionsmassen von der Art ermöglicht wurde, wie wir sie als reine Kalifeldspatgesteine unter anderem bei Ernsthausen (Nr. 25) und Biskirchen (Nr. 26), als reine Natronfeldspatgesteine am Gabelstein (Nr. 52) und am Hauserberg (Nr. 53) antreffen. Andererseits beweisen Beispiele mit variiertem Alkaliverhältnis in einzelnen Randpartien ein und desselben Intrusionskörpers wie etwa auf der Westseite des Rehbachtales (Nr. 29 und 30) und ostwärts Allendorf (Nr. 40 und 41) oder in aneinander grenzenden Vorkommen wie beiderseits des Grundbachtals (Nr. 28, 43 und 48), daß die Heterogenität eng begrenzte Teile des Magmas betreffen konnte. Ersteres spricht für einen Inhomogenisierungsprozeß in der Tiefe, letzteres läßt sich jedoch kaum anders deuten als daß dieser im jetzigen Intrusionsraum sich vollzogen oder zum mindesten fortgesetzt hat. Oder mit anderen Worten, es sind aller Wahrscheinlichkeit nach schon in der Tiefe Bedingungen eingetreten, die nicht wesentlich verschieden waren von denen im Intrusionsniveau.

Ebensowenig wie lokal ist regional irgendwelche Regelmäßigkeit in der Anordnung natron- und kalibetonter Gesteine zu erkennen. Jeder Versuch, angesichts solcher Mannigfaltigkeit in der Gesteinsverteilung die Entstehung des jetzigen Feldspatcharakters in das bereits erstarrte Gestein zu verlegen und postmagnetischen Prozessen zuzuschreiben, zwingt zu unwahrscheinlichen Annahmen, ganz abgesehen von den zahlreichen dem widersprechenden Einzelbeobachtungen. Insbesondere ist Albitisierung als genereller Prozeß ausgeschlossen. Orthoklas-hüllen umgeben sehr häufig auch den Albit. Man müßte also an Stellen wie Rehbachthal, Allendorf und beiderseits Grundbachtal schon Natronzufuhr und Kalizufuhr nebeneinander auf getrennten und doch eng benachbarten Zirkulationsbahnen in Anspruch nehmen oder etwa erst Albitisierung und später teilweise Verdrängung des Natriums durch Kalium geltend machen, um die Erscheinungen an den genannten Stellen zu deuten. Letzten Endes sähe man sich aber vor das gleiche Problem gestellt, gleichgültig, ob man den jetzigen Feldspat primärer Ausscheidung oder sekundärer Umbildung zuschreibt, nämlich das Problem, wieso es zur Trennung der ursprünglich im Magma vereinten Alkalien kommen konnte.

Schließlich spricht gegen die Annahme metasomatischen Charakters des Feldspats, daß die im Untersuchungsgebiet gleichfalls vertretenen albitisierten Diabase durch Struktur, Relikte des ursprünglichen Kalknatronfeldspats und Gegenwart offenkundiger Sekundärbildungen, vor allem Epidot, sich in der Regel deutlich von den Weilburgiten unterscheiden. Zumal die „Hornblendediabase“ sind im allgemeinen epidotreich. Vereinzelt mag es vielleicht zweifelhaft erscheinen, ob ein Vorkommen zur weilburgitischen oder zur diabasischen Assoziation zu stellen ist, das ändert aber nichts an der Existenz der beiden Assoziationen.

Tabelle 12. Mittlere Molekularwerte des Weilburgits und daraus berechnete Molekularbasis und Molekularnormen.

Mittlere Molekularwerte.

si	ti	al	fm	c	alk	t	c-t	k	mg	qz
140,5	6,5	28,0	45,5	8,5	18,0	10,0	-1,5	0,33	0,42	-31,5

Mittlere Molekularbasis.

Kp	Ne	Cal	C	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q	π	γ
12,3	24,6	8,7	1,0	9,7	9,5	4,0	2,2	28,0	45,6	26,4	28,0	0,19	0,00

Mittlere Molekularnormen.

	Or	Ab	Ne	An	C	Fo	Fa	Fs	Q	Mt	Tn	Ru
Katanorm	20,5	40,0	0,6	14,5	1,0	9,7	7,5	—	—	4,0	—	2,2
MN-Variante a	20,5	41,0	—	3,5	5,4	9,7	9,3	3,6	—	0,4	6,6	—
MN-Variante b	20,5	41,0	—	3,5	5,4	9,7	7,5	—	1,8	4,0	6,6	—
Mittlerer Modus	65,0	Feldspat ~60 Vol. %			24,4	Chlorit ~35 Vol. %				Akzess. Komp.		~ 5 Vol.-%

Aus dem *arithmetischen Mittel der NIGGLISchen Molekularwerte* aller analysierten Beispiele (ausgenommen Nr. 30), das vom Mittel der K-Na-Weilburgite (Tabelle 21) nur wenig abweicht, resultieren mittlere Basis und Molekularnormen der Tabelle 12. Für die Trennung von Fa + Fs war der mittlere Fs-Wert der Gesamtweilburgite $F_s = 4,0$ maßgebend. An in der Normvariante wurde entsprechend dem Ca-Bedarf für Tn reduziert, das verbleibende An dürfte ungefähr

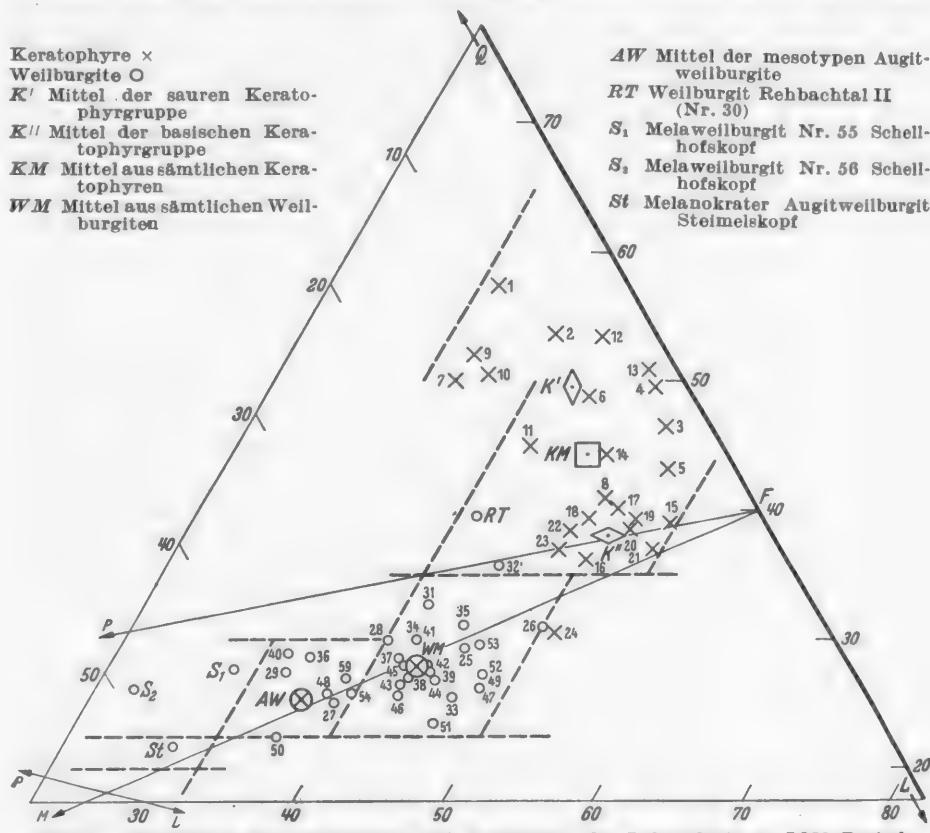


Abb. 23. Darstellung der Keratophyre und Weilburgite des Lahngebiets im LMQ-Dreieck.

dem wirklichen An-Gehalt des Feldspats entsprechen. Das freiwerdende Q diente zur Überführung des geringen Ne-Betrags der Katanorm in Ab sowie zur Rückbildung von Fs aus Mt (a). Inwieweit letzteres gerechtfertigt ist, muß dahingestellt bleiben, dem Chloritchemismus kommt die Verrechnung unter b, dem wahren Verhältnis Feldspat:Chlorit die unter a mehr entgegen.

Kommt schon im mittleren L die Bedeutung des Feldspats zum Ausdruck, so erst recht in den entsprechenden Normbeträgen. Der Vergleich mit dem mittleren modalen Feldspatgehalt zeigt, wieviel weiter infolge zu hoher Bewertung der Anorthithkomponente bei Gesteinen von der Art der Weilburgite die Feldspatmenge der Katanorm vom effektiven Bestand sich entfernt als die der Normvarianten. Wir finden also bestätigt, daß die Berechnung des maximalen Titanitgehalts den mit dem Rechenverfahren verbundenen Fehler bezüglich der Hauptkomponenten beträchtlich verringert. Für vergleichende Betrachtungen wird

der Fehler nicht sehr ins Gewicht fallen, hier bildet vor allem die Verwendung des LMQ-Dreiecks ein überaus aufschlußreiches Hilfsmittel. Zunächst war es

uns hier jedoch um die Beurteilung der Gesteinsgruppe als solcher zu tun, und bei deren Eigenart besteht allerdings die Gefahr unzutreffender Vorstellungen auf Grund der Katanorm.

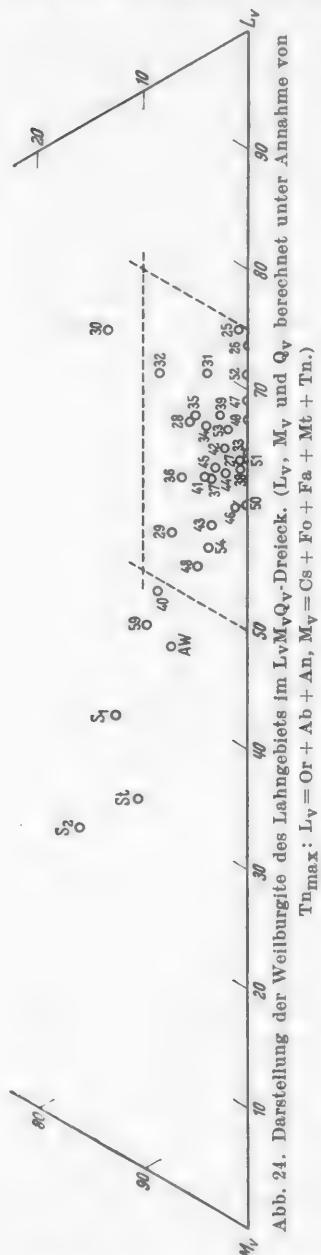
Sowohl im LMQ-Dreieck (Abb. 23) wie im $L_v M_v Q_v$ -Dreieck (Abb. 24) besetzen die Projektionspunkte ein ziemlich geschlossenes Feld. Im ersten variiert L zwischen 35 und 50, M zwischen 20 und 40, Q zwischen 22,5 und 35, im $L_v M_v Q_v$ -Dreieck bilden $L = 52,5-75$, $M = 25-45$ und $Q = 0-10$ die Feldgrenzen. In beiden Darstellungen sind es im wesentlichen die gleichen Gesteine, die diese Grenzen überschreiten, und zwar um einen minimalen Betrag Nr. 40 (O. Allendorf) in bezug auf M in beiden Darstellungen, Nr. 31 (Steinlzerberg) in bezug auf Q nur im LMQ-Dreieck. Graduell und symptomatisch von größerem Belang sind die Abweichungen bei Nr. 30 (Rehbachtal II) in Richtung Q sowie von Nr. 55 und 56 (Hauptgestein vom Schellhofskopf s. S. 82) in Richtung M in beiden Darstellungen, zugleich in Richtung Q in der $L_v M_v Q_v$ -Darstellung. Bezüglich der speziellen Erörterung dieser Fälle s. S. 96 ff. bzw. S. 84 ff.

d) Die mafitische Stoffgruppe.

In den fm-Werten ist die Grenze zwischen Keratophyren und Weilburgiten noch weniger scharf ausgeprägt als in den alk-Werten. Im Bereich zwischen fm 35 und fm 40 greifen beide Gesteinsgruppen ineinander über. Etwa 28% der Keratophyranalysen und etwa 20% der Weilburgitanalysen fallen in diesen Bereich. Für die überwiegende Zahl der letzteren liegt jedoch fm zwischen 40 und 50% und wiederum nur bei etwa 22% wird der Wert 50 überschritten.

In der LMQ-Zusammenfassung (Abb. 23) macht sich eine etwas schärfere Scheidung der Weilburgite von den Keratophyren bemerkbar als in den fm-Werten, da durch Einbeziehung eines etwaigen Al-Überschusses in die Molekularbasis M gegenüber fm ansteigt, außerdem Ru generell M zugerechnet

wurde. Als Grenze kann etwa $M = 20$ angesehen werden. Dieser Wert wird nur von Nr. 26 (Biskirchen) und Nr. 31 (Steinlzerberg I) unterschritten und ausschließlich vom Keratophyr Nr. 24 (Justusmühle) annähernd erreicht. Für die große Masse der Weilburgite liegen die M -Werte zwischen 22,5 und 32,5. Dagegen ist eine



Überschreitung der oberen M-Grenze ungleich häufiger, ihrer Zahl nach liegt sie auch über dem Anteil mit fm-Werten > 50. Der Grund hierfür wird ohne weiteres klar, wenn wir die beiden Gesteine Nr. 27 ($fm = 49,4$; $M = 34,1$) und Nr. 50 ($fm = 48,4$; $M = 41,1$) etwas näher betrachten. Im ersten Fall bewirkt der Al-Überschuß über $Na + K + Ca$ bzw. der relativ hohe, M zugezählte C- (bzw. Sp-) Betrag der Basis, im zweiten die aus $Al < Na + K + Ca$ resultierende relativ hohe Cs-Beteiligung das Ansteigen von M. Prüfen wir daraufhin die Beispiele mit hohen M-Werten, so stoßen wir bei allen auf diesen Zusammenhang, wie das im Hinblick auf den Chlorit und seine dominierende Rolle als Gesteinskomponente der Weilburgite nicht anders zu erwarten ist. Es liegt im Wesen des Chlorits, daß dabei Cs nur selten in Erscheinung tritt, es verschwindet überhaupt bzw. bleibt auf die an früherer Stelle (S. 58) erörterten Einzelfälle beschränkt, wenn wir den Titanitgehalt der Gesteine berücksichtigen, d. h. statt auf die Größen LMQ uns auf die Größen $L_v M_v Q_v$ beziehen.

Nach Ausschluß des durch Silifizierung veränderten Weilburgits Nr. 30 vermittelt Tabelle 13 einen Überblick über das Verhalten von fm, M und M_v in den drei unterschiedenen Weilburgitgruppen. Für alle 3 Gruppen besteht also eine erhebliche, aber untereinander nicht wesentlich verschiedene Variationsbreite, einerlei ob man fm, M oder M_v zugrunde legt. M_v liefert allgemein etwas höhere Werte als M. Das äußert sich auch im arithmetischen Mittelwert und mehr noch in der maximalen Häufigkeit. Bei Ermittlung der letzteren wurde mit Rücksicht auf die immerhin geringe Gesamtzahl an verfügbaren Beispielen von der Trennung nach Gruppen abgesehen. In den fm-Werten prägt sich das Häufigkeitsmaximum am schwächsten aus, wesentlich besser für M und bei weitem am schärfsten für M_v . Begründet ist der Unterschied der M- und M_v -Werte im wesentlichen in der unterschiedlichen Berechnung. M entspricht, worauf bereits hingewiesen wurde, gewissermaßen einem unteren, M_v einem oberen Grenzwert, wenn wir von den unvermeidlichen Fehlern jeder derartigen Berechnung absehen. Aber zweifellos kommt M_v den modalen Verhältnissen näher als M. Von den in M_v zusammengefaßten Verbindungen resultieren für Mt und Tn allgemein, aber keineswegs in gleichbleibendem Grad zu hohe Werte gegenüber den tatsächlichen Gehalten an Magnetit, Ilmenit und Titanit. In entsprechendem Maße bleibt die Summe der für den Chlorit verbleibenden Verbindungen hinter dem modalen Chlorit zurück.

Um eine Vorstellung von der *Zusammensetzung des Chlorits* zu gewinnen, wurde versucht aus dem Gestein vom Fuß der Ruine Aardeck (Nr. 37) eine Chloritfraktion zu gewinnen. Die von J. HOLZNER analysierte Fraktion war, nach den

Tabelle 13. fm, M und M_v in den 3 Weilburgitgruppen (vgl. auch Tabelle 12, 21 und 32).

	Variationsbereich			Arithmetische Mittel			Häufigkeitsmaxima		
	fm	M	M_v	fm	M	M_v	fm	M	M_v
Kaligruppe . .	31,5–54,2	19,0–36,3 17 Einheiten	24,5–37,3 13 Einheiten	42,7	28,0	30,0			
Natrongruppe .	40,8–48,4	24,0–41,1 17 Einheiten	28,7–35,8 7 Einheiten	46,5	29,0	34,4	48	29	35
K-Na-Gruppe .	37,7–54,8	19,4–35,6 16 Einheiten	24,3–42,4 18 Einheiten	44,5	29,0	34,5			

Gehalten an H_2O , Na_2O , TiO_2 und P_2O_5 zu schließen, sicher durch beigemengten Feldspat, Titanit und Apatit verunreinigt. Daß daneben feine Erzpartikel in die Fraktion eingingen, ist anzunehmen. Ebenso, daß ein Teil des überraschend hohen CaO -Gehalts dem An-Gehalt des Feldspats zuzuschreiben ist. Eine Erfassung und Ausschaltung bei der Analysenberechnung ist nur für die erstgenannten Verunreinigungen möglich, nicht aber für Erz und Anorthit. Der damit begangene Fehler wirkt sich auf die resultierende Chloritzusammensetzung aus, deren Berechnung unter Zugrundelegung der H_2O -freien Chloritformel $Y_{6-n}Al_{2n}Si_{4-n}O_{14}$, d. h. auf Basis $O = 14$ erfolgte (Fe^{III} als solches).

	Gew.-%		At.-Zahl	Tn	Ap	Or	Ab		Rest Verh.-Z.
SiO_2	37,16	6187	Si	6187	451		1302	1764	2670 3,66 Si 3,66 } 4,00
TiO_2	3,60	0451	Ti	451	451				Al 0,34 }
P_2O_5	1,58	0111	P	222		222			
Al_2O_3	13,39	1314	Al	2628			434	588	1606 1,74 Al 1,40 }
Fe_2O_3	4,86	0304	Fe^{III}	608					608 0,66 Fe^{III} 0,66 }
FeO	12,62	1757	Fe^{II}	1757					1757 1,90 Fe^{II} 1,90 }
MgO	7,64	1895	Mg	1895					1895 2,05 Mg 2,05 }
CaO	7,98	1423	Ca	1423	451	333			639 0,69 Ca 0,69 0,69
Na_2O	1,82	0294	Na	588				588	
K_2O	2,04	0217	K	434			434		O 14
$H_2O +$	6,70	3719							H_2O 4,02
$H_2O -$	0,44								
		99,83							
				434					D = 2,91

Aus der Gesteinsanalyse würde sich unter den gleichen Voraussetzungen folgende Zusammensetzung für den Chlorit ergeben:

		At.-Zahl	Verh.-Zahl	
C 4,9	Si	10,64	3,41	
Mt 3,8	Al	4,90	{ 0,59 0,88 }	4,00
Fo 11,9				
Fa 9,2	Fe^{III}	1,82	0,56	
Q 3,6	Fe^{II}	7,32	2,24	6,06
	Mg	7,94	2,38	
	O	46,62	14,0	
	H_2O		6,77	

Abgesehen von H_2O ist die Übereinstimmung befriedigend, die Anpassung an die Formel überraschend gut. In der Mehrzahl der Fälle führt die Berechnung auf Y-Werte zwischen 5 und 6, während H_2O weit häufiger über 4 liegt als unter 4. Die Wertung des Gesamteisens als Fe^{II} ergibt größere Annäherung an den theoretisch geforderten Wert, doch wird auch dadurch meist Y = 6 nicht voll erreicht. Ein-

beziehung der gesamten berechneten Mt-Menge in den Chlorit führt gelegentlich dazu, daß z (= Si + Al^[4]) unter dem der Formel entsprechenden Wert 4 bleibt. Indem man lediglich die Differenz zwischen diesem maximalen Mt und der gravitativ ermittelten Eisenerzmenge in den Chlorit einbezieht, erfährt dieser Fehler eine Reduzierung bzw. Aufhebung, wie aus Beispiel Nr. 51 (Philippstein) zu ersehen ist (S. 79 oben). Ebenso wie dieses verhält sich Nr. 47 (Bonbaden).

Als weiterer, ein derartiges Defizit bedingender Faktor tritt in Nr. 39 (west-nordwestlich Allendorf) zu dem genannten die prozentual zwar geringe, aber gleichmäßige Biotitführung. Erwähnt sei außerdem, daß trotz des ungewöhnlich hohen berechneten Mt-Betrages und des verhältnismäßig grobkörnigen Charakters der Versuch einer gravimetrischen Abtrennung des Eisenerzes völlig negativ

Mt = 5,3					Mt = 2,65				
		At.-Zahl	Verh.-Zahl			At.-Zahl	Verh.-Zahl		
C 5,4	Si	6,27	2,18	{ 3,31	C 5,4	6,27	2,40	{ 2,40	{ 4,00
Mt 5,3	Al	5,40	1,13	Mt 2,65	Al	5,40	2,06	1,60	
Fo 11,6	Fe ^{...}	3,65	1,27	{ Fo 11,6				0,46	
Fa 7,2	Fe ^{..}	6,45	2,24	{ 6,20	Fa 7,2	1,83	0,70	0,70	
Q 0,0	Mg	7,74	2,69	Q 0,0	Fe ^{..}	5,62	2,14	2,14	{ 6,25
	O	40,29	14,0		Mg	7,74	2,95	2,95	
					O	36,74	14,0		

verlief. Es liegt nahe, dies mit der eigenartigen Bleichung der Erzkörper in Verbindung zu bringen und an eine teilweise Hydratation oder Extraktion des Eisens zu denken. Nehmen wir an, nach Eliminierung des Feldspats und des hier ziemlich reichlich vorhandenen Titanits betrage der Magnetitgehalt maximal etwa 4,4% und für den Biotit sei die Inanspruchnahme von 0,6% Or ausreichend, dann lässt sich aus der folgenden Gegenüberstellung zum wenigsten die Tendenz erkennen, die damit auf Y und z ausgeübt wird.

Mt = 6,69				Mt = 4,4; Or = 0,6					
		At.-Zahl	Verh.-Zahl			At.-Zahl	Verh.-Zahl		
C 2,9 . .	Si	8,00	2,78	C 2,9 . . .	Si	8,20	3,10	{ 3,10	{ 4,00
Mt 6,9 . .	Al	2,90	1,01	Mt 4,4 . . .	Al	3,10	1,17	0,90	
Fo 6,4 . .	Fe ^{...}	4,76	1,13	Fo 6,4 . . .				0,27	
Fa 6,6 . .	Fe ^{..}	6,54	2,25	Fa 6,6 . . .	Fe ^{...}	3,03	1,14	1,14	
Cs 2,9 . .	Mg	4,26	1,48	Gs 2,9 . . .	Fe ^{..}	5,37	2,02	2,02	
Q 2,7 . .	Ca	1,93	0,72	Or 0,6 . . .	Mg	4,26	1,60	1,60	{ 5,83
	O	40,22	14,0	Q 2,7 . . .	Ca	1,93	0,72	0,72	
				K	O	37,24	14,0	0,08	

Im großen ganzen führt jedenfalls die Berechnung auf vorstehender Grundlage zu Resultaten, die zahlenmäßig über Erwarten der allgemeinen Formel der Orthochlorite genügen. Auch für die verschiedenen Vorkommen bleibt die Übereinstimmung weitgehend gewahrt. Das Verhältnis Mg:Fe^{..} bewegt sich meist um 1, dabei diesen Wert häufiger mäßig übersteigend als unterschreitend und nur vereinzelt ungefähr den Wert 2 erreichend (O. Allendorf Nr. 40). Vereinzelt bleibt auch die ausgesprochen entgegengesetzte Tendenz. Sie ist im Weilburgit vom Steinzlerberg verwirklicht, wo Mg:Fe^{..} sich etwa wie 1:2 verhalten (Nr. 32 und 33). Nimmt man das Gesamteisen als Fe^{..}, dann erhalten wir für Mg:Mg + Fe in Nr. 37 etwa 0,46, in Nr. 40 etwa 0,63, in Nr. 31 etwa 0,30 und in Nr. 32 etwa 0,23 bzw. als Mischungsverhältnis (Sp + At):(FeSp + FeAt) etwa 46:54 in Nr. 37, etwa 63:37 in Nr. 40, etwa 30:70 in Nr. 31 und etwa 23:77 in Nr. 32. Selbst wenn der Berechnungsmodus ziemlich weite Fehlergrenzen einschließt, bringen diese Ergebnisse die Möglichkeit einer beträchtlichen Variabilität in der Chloritzzusammensetzung klar zum Ausdruck. Indessen bilden die genannten Extreme Ausnahmen, für die große Mehrzahl der untersuchten Weilburgite liegt das Verhältnis (Sp + At):(FeSp + FeAt) zwischen 40:60 und 50:50%. Die von HOLZNER

[44], [45] untersuchten Aphrosiderite und Stilpnomelane aus dem Lahngebiet beschränken sich im allgemeinen auf Adern und Wulstwickel, nur vereinzelt (beispielsweise Weilburgit aus dem Schacht von Grube Theodor) spielen sie auch als Füllmaterial von Mandeln eine Rolle.

e) Der Melatypus der Weilburgite.

Auf Grund eines modalen Chloritgehalts von 45—60% war bereits wiederholt von einem „*Melatypus*“ der Weilburgite die Rede. Nach den Erörterungen unter d) kann man etwa Gesteine mit $fm \geq 50$ bzw. $M \geq 32,5$ bzw. $M_v \geq 37,5$ diesem Typus zurechnen. Es ist aber zu beachten, daß die Chloritanreicherung oft auch eine ganz lokale Erscheinung innerhalb des Einzelvorkommens sein kann. Anlaß zu jener Bezeichnung geben weniger Beispiele dieser Art als jene Vorkommen, die in ihrer Hauptmasse relativ chloritreich sind, oder bei denen doch ein auffallend hoher Chloritgehalt für große Gesteinspartien bezeichnend wird. An Verbreitung stehen derartige Vorkommen den normalen Weilburgiten entschieden nach. Zumal in einer bestimmten, etwa durch das an der Straße Weilburg—Ahausen aufgeschlossene Gestein vertretenen Ausbildung kommt ihnen jedoch nicht allein geologische Bedeutung im Lahngebiet zu, vielmehr verdienen sie unser Interesse nicht weniger in petrologischer Hinsicht. Daneben existieren, anscheinend vereinzelt, geschlossene Vorkommen von gleichmäßigem, in ihrem Gesamtcharakter eng an die Normalweilburgite sich anschließender Beschaffenheit, die allein auf Grund verstärkter Chloritführung unter den Melatypus der Weilburgite fallen.

Wenden wir uns zunächst dieser letzteren Kategorie zu, so bildet das am rechten Lahnhang, etwa 150 m östlich vom *Hausleifelsen* bei Weilburg aufgeschlossene Gestein das einzige mir bekannt gewordene Beispiel dieser Art, das als einheitliche Masse angesprochen werden kann. Das dichte, im Vergleich zu den normalen Weilburgiten äußerlich nur wesentlich dunklere Gestein setzt, soweit ich feststellen konnte, in Keratophytuff auf, der in einem an seiner Westgrenze gebildeten Wasserriß aufgeschlossen ist. Mikroskopisch unterscheidet es sich weder in der Zusammensetzung und Ausbildung des Feldspats noch in der Struktur vom normalen Weilburgit. In der an WINCHELLS H_2O -freie Chloritformel auf Basis $O = 14$ angelehnten Formulierung berechnet sich die durchschnittliche Chloritzusammensetzung aus der Molekularnorm zu $[Mg_{2,7}Fe_{1,9}^{++}Fe_{0,9}^{+++}Al_{0,5}] [Si_{3,1}Al_{0,9}] O_{14}$ bzw. unter Berücksichtigung des Gesamteisens als Fe^{++} zu $[Mg_{2,7}Fe_{2,8}Al_{0,6}] [Si_{3,1}Al_{0,9}] O_{14}$ entsprechend einem Verhältnis $Sp + At : FeSp + FeAt = 48:52$. Auch in seinem chemischen Allgemeincharakter bleibt das Gestein eng angeschlossen an den allgemeinen Weilburgitchemismus (Tabelle 14).

NICGLI Molekularwerte, insbesondere $k > 0,36$ verweisen das Gestein in die Kalireihe, doch wird k des lamprosomaitischen Magmentypus ($k = 0,5$), dessen Grenzen die sonstigen Werte sich einfügen, nicht voll erreicht. Der c -Wert des karbonatfreien Gesteins nähert sich dem unteren Grenzwert des Typus. k fällt in den S. 69 erwähnten schwach besetzten Bereich weilburgitischer k -Werte. Das Gestein ist also definitionsgemäß noch nicht als Kali-Weilburgit zu bezeichnen, sondern noch der Hauptgruppe, den K-Na-Weilburgiten, anzugehören. Unter den hinsichtlich der Höhe ihrer fm -Werte zum Melatypus rechnenden Beispielen wiederholt sich die Zwischenstellung bei Nr. 40 (O. Allendorf), das allerdings nur

Tabelle 14. Nr. 54. Melaweilburgit. Rechter Lahnhang etwa 150 m ostwärts der Hauslei bei Weilburg (Bl. Weilburg). Anal. J. HOLZNER.

SiO_2	TiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$\text{H}_2\text{O}+$	$\text{H}_2\text{O}-$	CO_2	S_i	$\text{S}_i=\text{O}$	
45,69	3,01	0,64	15,58	4,61	7,64	0,13	7,31	4,13	2,94	3,16	4,91	0,48	0,00	0,10	100,33	0,03
Mol.-%																
44,68	2,21	0,26	8,97	1,70	6,25	0,11	10,65	4,33	2,78	1,97	16,00	—	—	0,09	100,00	D = 2,74
Molekularwerte																
si	ti	p	al	fm	c	alk	t	c-t	k	mg	h	co ₂	qz			
116,2	5,8	0,7	23,34	53,04	11,26	12,37	11,0	0,25	0,41	0,52	41,5	—	—	—	33,3	
Molekularbasis																
Kp	Ne	Cal	C	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q	π	γ			
12,0	17,0	10,9	1,4	16,2	9,5	5,2	2,3	25,8	39,9	43,3	25,8	0,27	0,00			
Molekularnorm																
Or	Ab	An	C	En	Hy	Fo	Fa	Mt	Ru	Q						
20,0	28,4	18,2	1,4	6,6	—	11,0	6,9	5,2	2,3	—						
MN-Variante																
Or	Ab	An	C	Fo	Fa	Mt	Q	Tn								
20,0	28,4	6,6	6,0	16,2	6,9	5,2	3,8	6,9								
	55,0				38,1			6,9								
Feldspat				Chlorit				Titanit								

einer lokalen Variation des Vorkommens entspricht, während Nr. 29 (Rehbachtal I) mit $k = 0,74$ eindeutig auf der Seite der Kali-Weilburgite steht und Nr. 48 (Schellhofskopf Nordseite, Ottostollen) mit $k = 0,23$ ebenso klar seinen Natroncharakter hervorkehrt. Über den natronlamprosyenitischen Chemismus von Nr. 48 besteht kein Zweifel, vom lamprosyenitischen Magmentypus weicht dagegen Nr. 29 ab im k-Wert, der über dem Typenwert von 0,6 liegt, und im c-Wert, der erheblich niedriger ist als der untere Grenzwert 8 des Typus. Mit der Stellung des Allendorfer Vorkommens werden wir uns an späterer Stelle noch befassen. Soviel dürfen wir den Beispielen jedenfalls entnehmen, daß *melanokrate Ausbildung in jeder der 3 Weilburgitgruppen* möglich ist.

Im Gegensatz zum Vorkommen bei der Hauslei ist das *Schellhofskopfgestein* durch eine ungewöhnliche Mannigfaltigkeit der Ausbildung gekennzeichnet, die nur in dem den Randpartien, möglicherweise Apophysen oder Gangbildungen, entstammenden Material Nr. 27 und 43 sich ganz den üblichen Weilburgiten anpaßt. Nr. 27 gehört sogar zu deren extrem leukokraten Typen überhaupt.

Dagegen scheint, rein äußerlich beurteilt, das Hauptgestein zunächst wenig mit Weilburgiten gemein zu haben. Schon in seiner dunklen, mehr grünen als grauen Gesamtfärbung, verbunden mit einem ungleichmäßig fleckigen Wechsel des Farbtöns, weicht es von solchen ab. Ungewöhnlich ist ferner das

Hervortreten zum Teil relativ großer weißer bzw. grünlich-weißer Einsprenglingsfeldspate in einzelnen Partien, während in anderen sich nur vereinzelt kleine Feldspate abheben und wiederum andere überhaupt einsprenglingsfrei erscheinen. Ein weiteres abweichendes Merkmal bildet schließlich die starke Neigung zu schieferiger Textur oder zum mindesten zu plattig-schaliger Ausbildung, die sehr an gewisse Schalsteine erinnert und unwillkürlich die Vorstellung von einem Übergangsstadium zu solchen erweckt. Tatsächlich hat auch AHLBURG große Teile des Vorkommens und analog andere, diesem Gesteinstypus ähnliche Vorkommen als Schalstein kartiert. Außer dem texturellen Gesteinshabitus dürfte ihn dazu das stellenweise Auftreten von teilweise assimilierten Einschlüssen eines Karbonatgesteins (Abb. 10) verleitet haben. Karbonatrelikte, Assimilationszonen solcher und unmittelbar angrenzende Eruptivgesteinsumhüllung ergeben als Gesamteffekt ungeschieferete, kompakte und mechanisch widerstandsfähigere Partien („Knollen“) wechselnder Größe, die petrographisch und chemisch wesentliche Veränderungen gegenüber der Hauptgesteinssmasse aufweisen und die ohne genauere Untersuchung die Deutung als Auswürflinge begünstigt haben mögen.

Das mikroskopische Bild des Hauptgesteins bietet nicht viel besonderes gegenüber den Weilburgiten. Sein Gehalt an Eisenerz ist minimal und wird überwiegend vom Pyrit bestritten. Um so verbreiteter sind die früher erwähnten allotriomorphen Körner von Titanit. Der Feldspat besitzt allgemein albitischen Charakter. Chlorit nimmt ungewöhnlich reichlich am Gesteinsaufbau teil. Die Karbonatführung unterliegt starkem Wechsel, bald in Form feiner Partikel, bald in größeren geschlossenen Partien, aber selten in Gestalt typisch mandelförmiger Gebilde. Im Verband zwischen Karbonat und magmatischem Anteil haben sich mit Vorliebe schliefelige Injektionstexturen entwickelt mit zungenförmigem ineinander greifen beider und mit ader- und netzartiger Durchtrümmerung einheitlicher Calcitindividuen (Abb. 11, 28* und 87*-89*). Von Interesse ist die Bildung ovaloider bis kugelförmiger Gebilde im Grenzbereich zwischen Karbonat und Eruptivmaterial, im ersten bestehend aus einem Karbonatkern und dünner Chlorithülle, im letzteren umgekehrt aus Chloritkern und dünner Karbonathülle, so daß im Schliff der Anblick ringförmiger Gebilde entsteht (Abb. 9, 30*, 33*, 34*). Sie illustrieren vielleicht die Bildungsweise der „Mandeln“ überhaupt, oder doch einer möglichen Bildungsweise solcher, als eine Art metasomatischer Verdrängung fortschreitend vom Rand zum Kernpunkt. Beiden Arten der Stoffverdrängung begegnen wir auch anderwärts in den Weilburgiten und in anderer Form, nämlich in der Calcitisierung ganzer Eruptivgesteinsspartien und in der weit häufigeren Verdrängung des Karbonats durch Chlorit, letztere zumal in den äußeren Karbonatzonen erkennbar, oft verknüpft mit Titanitbildung und im Gestein vom Scheihofskopf besonders stark verbreitet. Man gewinnt den Eindruck, als hätte die unmittelbare Berührung der magmatischen Lösung mit Karbonat die Chloritausscheidung besonders begünstigt. Die zungenförmig in Karbonatkomplexe vorgedrungenen Injektionsschlieren bestehen in ihrem vorderen Teil oft fast nur noch aus Chlorit, wenigstens lassen sie in ihrer dichten dunklen Masse außer Chlorit und winzigen Karbonatpartikelchen allenfalls vereinzelte kleinste auf Feldspat zurückführbare Leistchen erkennen (Abb. 11). Alle die hier kurz erwähnten Erscheinungen sind neben anderen bedeutsam als Anzeichen

für den allogen Charakter des Karbonats und für dessen Wechselwirkung mit der magmatischen Komponente.

Verstärkt, aber in seinen Einzelheiten keineswegs leichter zu entziffern, kehren diese Erscheinungen im *Bereich der „Knollen“* wieder (Abb. 90*—96*), vielleicht mit dem einzigen Unterschied, daß sich hier das Karbonat stärker vordrängt, seine bizarren Reliktförmen noch mannigfaltiger werden, sich vermengen mit einzelnen, durch Umkristallisation entstandene „Mandeln“ oder lokal abgelöst werden von ausgesprochen mandelsteinartig gewordenen Partien, sowie schließlich Titanit und titanähnliche Körner und Körneraggregate sich stellenweise anreichern. Um Karbonat- und Chloritmandeln legt sich gelegentlich noch eine dünne Quarzhülle. Für eine Intensivierung der Reaktionsprozesse spricht wohl auch die zuweilen kräftige Resorption der noch selten auftretenden Einsprenglinge albitischen Feldspats (Abb. 90*). Wie in der umgebenden Hauptgesteinsschicht bilden die oft ausgezeichnet fluidal gerichteten leistenförmigen Feldspatschnitte das bezeichnende Merkmal der magmatischen Komponente, das sich auch dort noch durchsetzt, wo nachträgliche Umprägung der Feldspatsubstanz stattfand. Deren Veränderung besteht hier wesentlich in einer Serizitisierung, die relativ stark Platz gegriffen hat. Die beherbergende Grundmasse ist auch im Dünnschliff sehr wenig lichtdurchlässig, von dunkler, graubrauner, oft schwarzer Färbung, auch bei starker Vergrößerung nicht mehr auflösbar. Die auf Grund der Färbung naheliegende Vermutung starker Imprägnierung mit Eisenerz wird durch Anschliffuntersuchung hinfällig. Pyrit und Magnetit in feinster Verteilung sowie etwas größere, aber immer noch winzige, oft skelettförmige Titanomagnete sind zwar des öfteren vorhanden, jedoch bei weitem nicht in dem Ausmaß, wie man erwarten möchte. Im ganzen läßt sich der Mineralbestand äußerst unvollkommen analysieren, insbesondere von der quantitativen Beteiligung der genannten Komponente auch nicht annähernd ein zutreffendes Bild gewinnen. Das trifft auch für den Chlorit zu. Es ist eigentlich nur eine stellenweise Identifizierung einzelner Komponenten möglich, an vielen Stellen jedoch versagt sie völlig.

Unter solchen Umständen bleibt man zur Vervollständigung des Bildes weitgehend auf die *Auswertung der chemischen Analysen* angewiesen. Über das Hauptgestein geben 2 Analysen (Tabelle 15) Aufschluß, von denen Nr. 55 sich auf die Ausbildung mit, Nr. 56 auf die ohne hervortretende Feldspateinsprenglinge bezieht. Zwei weitere Analysen betreffen das Material der Reaktionsbereiche, Nr. 57 von einer „Knolle“ im Gestein des Schellhofskopfs, Nr. 58 von einer solchen in dem analogen Gestein bei der Arfurter Mühle. Von dem Material beider wurde außerdem die Abtrennung einer schweren Fraktion versucht: Nr. 57a zeigt das Ergebnis der Behandlung von Nr. 57 mit Clericilösung von $d = 2,80$, Nr. 58a das Ergebnis der Behandlung von Nr. 58 mit Clericilösung von $d = 2,75$.

Zunächst sehen wir von der Erörterung von Nr. 57 und 58 ab, beschränken uns also auf das Verhältnis des Hauptgesteins zum gewöhnlichen Weilburgit. Die Notwendigkeit solcher Prüfung ergibt sich allein schon aus der Tatsache, daß in den randlichen Teilen des Schellhofskopfs Weilburgit in typischer Ausbildung erscheint und Zentral- und Randgestein offensichtlich in genetischer Beziehung zueinander stehen. Bei der vergleichenden Betrachtung stützen wir uns auf die gleichen Unterlagen wie bisher, d. h. auf Molekularwerte, Basis und Molekularnormen (Tabelle 15—19).

Tabelle 15. Chemische Zusammensetzung des Haupigesteins vom Scheilhofslopf (Nr. 55, 56), sowie der Reaktionsbereiche in den Gesteinen am Scheilhofslopf (Nr. 57) und bei der Arthur Mühle (Nr. 58).

Nr.	SiO ₃	TiO ₃	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	S ₂	Summe S ₂ =O	Summe S ₂	d	
44,48	3,76	0,52	14,98	3,76	9,77	0,04	7,30	4,83	2,17	1,59	0,40	0,51	0,06	100,03	0,02	100,01	2,83		
34,46	3,38	0,41	12,25	4,35	8,76	0,12	6,53	13,45	1,47	0,79	5,63	0,46	8,17	0,06	100,29	0,02	100,27	2,83	
45,87	2,70	1,36	10,30	3,03	3,20	0,14	2,09	14,87	2,08	2,04	4,38	0,18	7,65	0,22	100,11	0,05	100,06	2,86	
33,63	2,01	0,60	9,02	3,28	1,46	0,23	0,63	25,90	4,21	1,03	0,87	0,05	17,34	0,21	100,47	0,05	100,42	2,75	
51,58	4,02	1,54	12,55	3,39	3,67	0,04	2,20	8,80	3,26	2,78	2,86	0,10	3,06	—	99,85	—	99,85		
50,05	4,31	0,93	11,70	6,14	2,68	0,20	0,85	10,60	6,01	1,53	1,60	0,25	3,41	—	100,26	—	100,26		
42,76	2,72	0,21	8,49	1,36	7,85	0,03	10,45	4,30	2,02	0,98	18,78				0,05	100,00			
39,53	2,91	0,20	8,28	1,87	8,40	0,12	11,16	3,73	1,63	0,58	21,53				0,06	100,00			
53,83	2,38	0,68	7,12	1,34	3,14	0,14	3,65	6,44	2,37	1,53	17,14				0,24	100,00			
57																			
58																			
57,30	3,36	0,72	8,21	1,41	3,41	0,04	3,64	5,83	3,51	1,97	5,16				0,35	100,00			
58,62	3,79	0,46	8,07	2,71	2,62	0,20	1,48	7,84	3,82	1,48	6,82					100,00			
58,83	3,79	0,46	8,07	2,71	2,62	0,20	1,48	7,84	3,82	1,48	6,82					100,00			

(Nr. 57a und 58a Zusammensetzung schwerer Fraktionen aus Nr. 57 und 58). Nr. 55, 58, 58a: Anal. J. HOLZNER. Nr. 56, 57, 57a: Anal. H. Götz.

Speziell jene *Randgesteine* zum Vergleich heranzuziehen, ist das Gegebene, wobei allerdings berücksichtigt werden muß, daß sie, auch wenn wir von der Alkalivariabilität und ihren mineralogischen Auswirkungen absehen, selbst schon gewisse, den Schellhofskopf charakterisierende Merkmale aufweisen. Das sehen wir sofort, wenn wir ihre Molekularwerte dem Mittel der Tabelle 12 gegenüberstellen. Im Gegensatz zu der sprunghaften Variabilität von c, aus deren Vergleich mit dem Mittel $c = 9,4$ sich ein charakteristisches Verhalten nicht entnehmen läßt, steht die Kontinuität, mit der die fm-Werte das fm-Mittel von 45,5 übersteigen und die im entgegengesetzten Verlauf der alk-Werte eine Ergänzung findet. Noch deutlicher äußert sich das in den LMQ- und $L_vM_vQ_v$ -Werten. Die Randtypen tragen also bereits stärker melanokraten Charakter, d. h. sie sind chlortreicher als der durchschnittliche Weilburgit. Aber sie stehen hierin doch weit zurück hinter der Hauptgesteinssmasse, deren Varietäten Nr. 55 und 56 als Repräsentanten des Melatypus bezeichnet wurden und eigentlich erst den Anlaß bildeten, von einem solchen zu sprechen.

Im wesentlichen, darüber kann kein Zweifel bestehen, beruht der extreme Charakter des *Hauptgestein*s auf seinem Chloritreichtum. In-dessen darf nicht übersehen werden, daß an der hohen Summe der M-Verbindungen in Molekularbasis und Molekularnormen C, Fs bzw. Mt und Ru bzw. Tn erheblichen Anteil haben und mehr oder weniger ein den modalen Verhältnissen nicht gerecht werdendes Bild von der Chloritbeteiligung erwecken.

Tabelle 16.

Tabelle 16—18. Molekularwerte, Molekularbasis und Molekularnormen (Katanorm) der Weilburgit- und Melaweilburgittypen vom Schellhofskopf sowie der Reaktionsbereiche („dunkle Knollen“) vom Schellhofskopf (Nr. 57 und 57a) und von der Arfurter Mühle (Nr. 58 und 58a).

Nr.	si	ti	p	al	fm	c	alk	t	c-t	k	mg	qz	h
27	135,7	6,9	0,7	29,20	49,38	2,85	18,54	10,66	—	7,78	0,77	0,36	— 38,5
43	128,8	8,6	0,8	25,36	48,66	10,25	15,73	9,63	+ 0,62	0,36	0,41	— 34,1	38,7
48	123,9	8,8	0,7	25,49	52,29	7,97	14,25	11,24	— 3,27	0,23	0,45	— 33,1	45,9
55	116,0	7,4	0,6	23,03	57,17	11,67	8,13	14,90	— 3,23	0,33	0,49	— 16,5	51,0
56	105,0	7,7	0,5	22,00	62,23	9,90	5,87	16,13	— 6,23	0,26	0,49	— 18,5	57,2
57	198,9	8,8	2,5	26,31	35,51	23,78	14,40	11,91	+ 11,87	0,39	0,38	+ 41,3	63,3
58	177,6	7,0	1,3	28,09	25,42	21,48	25,01	3,08	+ 18,40	0,14	0,19	— 22,4	15,1
57a	194,6	11,4	2,4	27,90	33,70	19,79	18,61	9,29	+ 10,50	0,36	0,37	+ 20,2	36,0
58a	167,5	11,1	1,4	24,03	28,93	23,34	23,70	0,33	+ 23,01	0,14	0,15	— 27,3	18,6

Tabelle 17.

Nr.	Cp	Pr	Cc	Kp	Ne	Cal	C	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	h	L	M	Q
27	1,2	0,2	18,2	29,6	8,7	0,7	6,9	—	9,2	14,9	2,5	2,4	25,1	14,0	39,0	35,9	25,1
43	1,5	0,1	16,1	12,2	22,0	8,4	1,4	—	11,0	10,3	5,1	3,1	26,5	14,0	42,6	30,9	26,5
48	1,3	0,1	11,0	7,3	24,4	6,5	4,0	—	13,2	10,5	5,1	3,2	25,8	17,0	38,2	36,0	25,8
55	1,1	0,1	1,4	6,3	13,0	11,7	3,8	—	16,7	12,6	5,2	3,0	27,7	19,5	31,0	41,3	27,7
56	1,2	0,1	28,5	3,9	10,8	10,4	6,6	—	18,6	14,1	6,2	3,2	26,2	24,0	25,1	48,7	26,2
57	3,6	0,3	26,6	9,9	15,4	10,6	—	1,9	6,0	4,9	4,3	2,6	44,4	18,6	35,9	19,7	44,4
58	1,9	0,3	75,5	6,3	39,1	1,3	—	7,4	2,3	2,9	5,9	2,4	32,4	4,5	46,7	20,9	32,4
57a	1,9	—	8,1	10,2	18,2	7,1	—	14,7	9,4	4,5	3,6	2,9	29,4	9,2	42,5	35,1	29,4
58a	2,0	—	9,7	6,1	37,0	0,4	—	8,7	2,0	3,8	7,3	3,4	31,3	5,6	43,5	25,2	31,3

Tabelle 18.

Nr.	Or	Ab	An	C	Wo	En	Hy	Fo	Fa	Fa	Mt	Hm	Ru	Q	
27	49,3	14,5	1,2	6,9	—	2,4	—	7,4	13,4	2,5	—	2,4	—	—	—
43	20,3	36,6	14,0	1,4	—	3,2	—	8,6	7,7	5,1	—	3,1	—	—	—
48	12,2	40,7	10,8	4,0	—	10,4	—	5,3	8,3	5,1	—	3,2	—	—	—
55	10,5	21,7	19,5	3,8	—	22,3	5,6	—	8,4	5,2	—	3,0	—	—	—
56	6,5	18,0	17,2	6,6	—	24,8	14,5	—	—	6,2	—	3,2	3,0	—	—
57	16,5	25,7	17,7	—	2,5	8,0	3,7	—	—	4,3	—	2,6	19,0	—	—
58	10,5	65,2	2,2	—	9,9	3,1	—	—	—	5,8	0,1	2,4	0,8	—	—
57a	17,0	30,3	11,8	—	19,6	10,8	—	1,3	2,7	3,6	—	2,9	—	—	—
58a	10,2	61,6	0,7	—	10,6	2,7	0,1	—	—	7,3	—	3,4	3,4	—	—

Tabelle 19. Molekularnormen (Chlorit-Titanit-Varianten) der Gesteinstypen vom Schellhofskopf.

Nr.	Or	Ab	An	C	Cs	Fo	Fa	Mt	Tn	Ru	Q	L _v	M _v	Q _v
27	49,3	14,5	—	7,4	—	9,2	13,6	2,5	0,7	2,1	0,7	63,8	35,5	0,7
43	20,3	36,6	—	7,0	—	11,0	7,8	5,1	8,4	0,3	3,5	56,9	39,6	3,5
48	12,2	40,7	—	10,4	—	10,2	8,0	5,1	6,5	1,0	5,9	52,9	41,2	5,9
55	10,5	21,7	4,5	9,8	—	16,7	10,0	5,2	9,0	—	12,6	36,7	50,7	12,6
56	6,5	18,0	1,1	13,0	—	18,6	11,0	6,2	9,6	—	16,0	25,6	58,4	16,0
57	16,5	25,7	4,7	5,2	1,9	6,0	2,8	4,3	7,8	—	25,1	46,9	28,0	25,1
58	10,5	65,2	—	0,9	4,4	2,3	—	5,9	7,2	—	3,6	75,7	20,7	3,6
57a	17,0	30,3	—	4,8	13,9	9,4	2,7	3,6	8,7	—	9,6	—	—	—
58a	10,2	61,6	—	0,3	3,7	2,0	0,1	7,3	10,2	—	4,6	—	—	—

In erster Linie liegt diese Verzerrung der tatsächlichen Verhältnisse an der gerade für das Hauptgestein offenkundigen Kalkaufnahme und teilweisen Ca-Assimilationen (Titanitbildung, Reaktionsbereiche). Lediglich im Umfang der analytisch nachgewiesenen CO_2 -Gehalte können wir diese sekundäre Veränderung des Gesteinschemismus reduzieren. Sie macht sich trotzdem in den Cal-Beträgen der Basis und in den An-Beträgen der Katanorm sowie in den resultierenden Werten von C und Tn der Normvarianten bemerkbar. Als weitere sekundäre Beeinträchtigung kommen aber hier nun noch teilweise Kaolinisierung und Serizitisierung des Feldspats hinzu, Vorgänge also, die sicherlich mit einem Alkaliverlust verbunden waren. Die relative Steigerung von Q, die in der Katanorm die zur Bildung hochsilifizierter M-Verbindungen erforderliche Menge sogar etwas überschreitet (Tabelle 18 und 19) und in den Normvarianten beträchtliche Q-Werte ergibt (Tabelle 19), sowie die auffallend hohen C-Beträge sind ihnen, wenigstens teilweise, gleichfalls zuzuschreiben.

Eine Prüfung des Einflusses dieser sekundären Veränderungen ist wichtig für den Nachweis, daß es sich bei dem Hauptgestein des Schellhofskopfs und analogen Vorkommen im Lahngebiet (z. B. am Lahnsteilhang bei Arfurt, an der Straße Villmar-Runkel und anderen Orten) trotz der abweichenden äußereren Merkmale tatsächlich um Glieder der Weilburgite handelt, selbst wenn wir infolge der Unsicherheit bezüglich des Umfanges aufgenommener und abgewanderter Stoffe von vornherein nicht mehr als eine grobe Annäherung erwarten dürfen und gewisse, nur mehr oder weniger wahrscheinliche Annahmen zugrunde legen müssen.

Bezüglich der Berücksichtigung der Ca-Aufnahme ist den Erörterungen auf S. 50ff. nichts Wesentliches hinzuzufügen. Die damit verbundene Titanit- bzw. Leukoxenbildung tritt gerade in den hier diskutierten Gesteinen stark in Erscheinung. Es ist auch bemerkenswert, daß deren c-Werte nur um ungefähr 2–3 Einheiten über dem mittleren c der Normalweilburgite liegen.

Serizitisierung und Kaolinisierung lassen sich in den Schliffen zwar feststellen, aber deren Umfang läßt sich nur schätzungsweise angeben. Daß die Serizitisierung sich dem Auge mehr aufdrängt, ist begreiflich. Beide Vorgänge sind wahrscheinlich zudem durch die gleichzeitige und nachfolgende Chloritbildung etwas verdeckt, spielen vielleicht eine Art Zwischenstufe beim Umbau des Feldspatgitters zur Chloritkonfiguration. Wie dem auch sein mag, die im Vergleich zu den Alkalien hohen Gehalte an Tonerde und Kieselsäure legen jedenfalls die Annahme nahe, daß Tonerde und Kieselsäure des ursprünglichen Feldspats weitgehend im Gestein zurückgehalten, die Alkalien dagegen ganz oder größtenteils in die Umgebung abgewandert sind. Um eine annähernde Vorstellung von dem eingetretenen Feldspatverlust zu gewinnen, bietet sich im vorliegenden Fall keine andere Möglichkeit, als von der Differenz der C-Beträge im zentralen Hauptgestein und in den mit ihm unmittelbar assoziierten eindeutig weilburgitischen Randgesteinen Nr. 27, 43 und 48 auszugehen, in denen jene sekundären Veränderungen fehlen oder (Nr. 48) nur von untergeordneter Bedeutung sind. Das arithmetische Mittel der 3 Randsteinvertreter SR ergibt als MV-Norm:

Or	Ab	An	C	Fo	Fa	Mt	Tn	Ru	Q
27,3	30,6	—	8,3	10,1	9,8	4,2	5,2	1,1	3,4

Von ihnen sind Nr. 27 und 43 direkt mit dem Zentralgestein verbunden. Das Gestein Nr. 48 von der Südseite des Grundbachtals (Nordbegrenzung des Schellhofskopfs) stellt petrographisch und chemisch eine Übergangsvarietät zum Hauptgesteinstypus dar. Genetisch stehen sie, wie übrigens auch das Gestein vom Biemenkopf (Nr. 28) auf der Nordseite des Grundbachtals, mit dem Hauptgestein jedenfalls in Zusammenhang, d. h. sie entstammen zweifellos demselben Magmatherd. Schätzungsweise mag im Hauptgestein Serizit in etwa der gleichen Menge vertreten sein wie frischer Orthoklas. Selbstverständlich soll damit nicht gesagt sein, daß Serizit und Kaolin ausschließlich aus Kalifeldspat hervorgegangen sind. Aber das Verhältnis, in dem sie sich auf Orthoklas und Albit verteilen, läßt sich unmöglich angeben.

Gehen wir von der genannten Höhe des Serizitanteils aus, dann ermöglicht der verbleibende C-Rest eine Bestimmung des Kaolinanteils, und es würde sich, ohne Rücksicht auf den vom Sekundärprozeß betroffenen Albit, eine angenäherte Variante der *Molekularnorm* von Nr. 56 etwa in folgender Weise berechnen lassen:

	Or	Ms	Ka	Ab	An	C	Fo	Fa	Mt	Tn	Q
Si 574	30	21	42	141	6		81	48		42	163
Ti 42									42		
Al 240	10	21	42	47	6	114					
Fe ⁺⁺ 54									54		
Fe ⁺⁺ 121								94	27		
Mn 2								2			
Mg 162							162				
Ca 45					3					42	
Na 47				47							
K 17	10	7									
1304	50	49	84	235	15	114	243	144	81	126	163
MV-Norm											
%	3,8	3,8	6,4	18,0	1,2	8,8	18,6	11,0	6,2	9,7	12,5

Unter der Annahme, die sekundäre Veränderung beschränke sich auf Serizit- und Kaobinbildung und ausschließlich Kalifeldspat sei von ihr betroffen worden, ergibt eine Berechnung (Al in Ms + Ka = Al im Or-Anteil vor der Umwandlung) für das ursprüngliche Gestein die Molekularnorm (Variante):

Or	Ab	An	C	Fo	Fa	Mt	Tn	Q
26,8	17,3	1,1	8,3	17,9	10,6	6,0	9,3	2,7
<u>44,1</u>				<u>28,5</u>				
<u>45,2</u>				<u>43,8</u>				2,7

und eine Zusammensetzung in Mol.-% von

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O
49,8	3,7	10,4	2,3	10,7	14,0	3,9	(2,1)	(3,1)	5,2

gegenüber

49,5	2,2	9,5	1,3	6,7	6,8	3,5	3,5	2,8	6,3
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

für das Weilburgitmittel. Von diesem unterscheidet sich die korrigierte Zusammensetzung von Nr. 56 also im wesentlichen nur durch die Verschiebung des Mengenverhältnisses der Feldspate zu den Mafiten, der weilburgitische Grundcharakter

ist jedoch unverkennbar (vgl. auch Tabelle 6 und 20). Verglichen mit den $L_v M_v Q_v$ -Werten der Tabelle 10 würde sich die errechnete Molekularnorm in Richtung auf M_v an die Normalweilburgite unmittelbar anschließen. Der unter obigen Voraussetzungen aus dem Gestein abgewanderte Betrag an K_2O (in Wirklichkeit $K_2O + Na_2O$) würde sich auf 2,7 Mol-% belaufen.

Die Chloritberechnung aus den korrigierten Daten führt zu einem günstigeren Ergebnis als die auf Grund der jetzigen Gesteinszusammensetzung. Wie zu erwarten, resultiert in z ein relativ starker Ersatz des Si durch Al^[4], nämlich 1,3 Al, wenn Fe^{III} als solches berechnet wird, und 1,2 Al bei Berechnung des Gesamteisens als Fe^{II}. Im ersten Fall wird $Y = Al_{0,6}^{[6]}Fe_{0,9}^{[3]}Fe_{2,0}^{[2]}Mg_{2,6}$, im zweiten Fall = $Al_{0,6}^{[6]}Fe_{2,9}^{[3]}Mg_{2,7}$.

Der Varietät Nr. 55 (mit Einsprenglingsfeldspat) des Zentralgestein entspricht bei analogen Voraussetzungen eine Normvariante (ohne Chloritbildung)

Or	Ms	Ka	Ab	An	C	Fo	Fa	Mt	Tn	Q
6,2	6,0	4,0	21,6	4,9	6,0	16,7	9,9	5,3	8,7	10,7

und als angeneherte Norm vor der Serizitisierung und Kaolinisierung

Or	Ab	An	C	Fo	Fa	Mt	Tn	Q
28,0	20,8	4,7	5,8	16,1	9,5	5,1	8,4	1,6
<u>48,8</u>				<u>25,6</u>				
<u>53,5</u>				<u>44,9</u>				

bzw. als Zusammensetzung in Mol.-% (wasserfrei)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O
52,0	3,3	10,3	2,0	9,5	12,7	4,4	2,5	3,1	5,6

Der weilburgitische Grundcharakter kommt ebenso zum Ausdruck wie die stärkere Feldspatbetonung gegenüber Nr. 56.

Nach der entlang der Straße Weilburg—Ahausen aufgeschlossenen, vom Melaweilburgit eingenommenen Fläche zu urteilen, darf man das Verhältnis zwischen Varietät Nr. 56 und 55 ungefähr wie 4:1 annehmen, was einer mittleren Molekularnorm

Or	Ab	An	C	Fo	Fa	Mt	Tn	Q
27,0	18,0	1,8	7,8	17,6	10,4	5,8	9,1	2,5
<u>45,0</u>				<u>28,0</u>				
<u>46,8</u>				<u>50,7</u>				2,5

für das Zentralgestein SZ entspräche, in der allerdings das Verhältnis Or:Ab merklich zugunsten von Ab verschoben sein kann. Darauf lässt insbesondere auch das Verhältnis Or:Ab ~ 20:36 in der unmittelbaren Randausbildung Nr. 43 schließen, die praktisch frei ist von Serizitisierung und Kaolinisierung. Für die weitere Erörterung wird daher zweckmäßig Or + Ab + An zusammengefaßt.

Zwecks Gewinnung einer mittleren Zusammensetzung des *Schellhofskopf-Magmas S* müssen außer der zentralen auch die periphere Gesteinsausbildung einbezogen werden. Auf Grund des bestehenden Gesamtaufschlusses wird das ungefähre Verhältnis von Zentralgestein und Randgestein SZ:SR = 9:1 angenommen. Um den Einfluß sekundärer Veränderungen möglichst auszuschalten, wird Nr. 48 nicht in SR einbezogen. Wir erhalten dann als molekularnormative Zusammensetzung (H_2O -frei) für SR sowie als annähernde, das lokale Magma widerspiegelnde Molekularnorm:

Gesamtfeldspat	C	Fo	Fa	Mt	Tn	Q
SR: 61,2	7,3	10,2	10,8	3,9	4,5	2,1
S: 48,2	7,8	16,9	10,4	5,6	8,6	2,5

Die natürliche Assoziation melaweilburgitischer und normalweilburgitischer Gesteine, wie sie am Schellhofskopf verwirklicht ist, bietet für eine Prüfung des genetischen Verhältnisses beider Typen eine gewisse Gewähr. Auf Grund des Mengenverhältnisses beider betrachten wir vorstehenden molekularnormativen Durchschnitt als Ausgangszusammensetzung für den Raum des Schellhofskopfs und versuchen, rein rechnungsmäßig *aus ihr die Zusammensetzung von SR abzuleiten*. Daß es sich prinzipiell um eine Verschiebung im Verhältnis Feldspat: Mafite in erster Linie handelt, ist von vornherein klar. Die Frage ist jedoch, ob sie als ausschließlicher Faktor annehmbar erscheint, und gegebenenfalls, wie wir sie uns etwa vorstellen müßten.

Wir ermitteln also die mit einer Feldspatvermehrung auf normalweilburgitische Beträge verbundenen Änderungen der übrigen molekularnormativen Komponenten, wobei wir allerdings Tn eliminieren mit Rücksicht darauf, daß der Titanit weitgehend ein spätes Reaktionsprodukt zwischen allogenem Kalk und magmatogenen Stoffen (Ti und Si) darstellt, also örtlich stark variiert. Da die Korrektur von Nr. 55 und 56 sowie die Schätzung des Mengenverhältnisses der Gesteinsvarietäten eine Fehlerquelle bildet, sollen statt des Mittelwerts SR die Einzelgesteine Nr. 27 und 43 verwandt werden, da eventuell Gleichheit oder Unterschiedlichkeit der Resultate für deren Bewertung wichtig ist. Aus demselben Grunde soll der Vergleich auch auf das Gestein des auf der Nordseite des Grundbachtals gelegenen Biemenkopfs (Nr. 28) ausgedehnt werden. Magmatisch bildet dieses Gestein mit denen vom Schellhofskopf auf der südlichen Talseite eine Einheit. Aber auch zeitlich ist meines Erachtens der Zusammenhang von Nr. 28 mit dem Schellhofskopfkomplex engerer, als ihn AHLBURG annimmt, der die Gesteine vom Schellhofskopf ins Mitteldevon, das vom Biemenkopf ins Oberdevon gestellt hat (geologische Karte, Bl. Weilburg).

Bei Nr. 27 und 28 ist zur Berechnung ihrer Molekularnorm noch folgendes zu bemerken: In beiden Fällen reicht die nach ausschließlicher $CaCO_3$ -Bildung verbleibende CaO-Menge nicht aus, um das dem TiO_2 -Gehalt entsprechende (maximale) Tn zu bilden. Außer Tn wurde nun einmal auch der TiO_2 -Rest eliminiert (Nr. 27a und 28a der Tabelle 20). Etwas abweichende Daten erhält man, wenn die maximale Tn-Menge gebildet und das zur Karbonatbildung fehlende CaO durch MgO und FeO im Verhältnis 1:1 ergänzt wird (Nr. 27b und 28b der Tabelle 20).

Schließlich sei noch bemerkt, daß die Resultate nur wenig von den hier mitgeteilten abweichen, wenn man statt von der Molekularnorm des Gesamtmittels S vom Mittel der beiden Hauptvarietäten Nr. 55 und 56 SZ ausgeht, d. h. also vom Einfluß der Randvarietäten auf die Mittelbildung überhaupt absieht.

Tabelle 20. Gegenüberstellung der tatsächlichen und der aus dem melaweilburgitischen Schellhofskopf-Mittel berechneten Molekularnormen der rein weilburgitischen Randgesteine.

	S	Ursprüngliche Molekularnormen					Berechnete Molekularnormen				
		Nr. 43	Nr. 27a	Nr. 27b	Nr. 28a	Nr. 28b	Nr. 43	Nr. 27a	Nr. 27b	Nr. 28a	Nr. 28b
Feldspat	52,7	62,3	65,5	68,5	67,1	70,3	62,3	65,5	68,5	67,1	70,3
C . . .	8,5	7,7	7,6	7,9	4,8	5,1	6,8	6,2	5,7	5,9	5,3
Fo . . .	18,5	12,1	9,5	8,2	7,8	6,4	14,7	13,5	12,3	13,2	11,6
Fa . . .	11,4	8,5	14,1	12,7	10,1	8,7	8,1	8,3	7,6	7,5	7,0
Mt . . .	6,2	5,6	2,6	2,7	4,4	4,6	5,9	4,5	4,1	4,5	3,9
Q . . .	2,7	3,5	0,7	—	5,8	4,9	2,2	2,0	1,8	1,8	1,7

Die zunächst bestehende Vermutung, daß aus der Kernmasse lediglich ein Teil der Feldspatkristalle durch Konvektionsströmung der Randmasse zugeführt worden sei, wird durch die Berechnungsergebnisse nicht bestätigt. Sehen wir vorerst von dem Verhältnis Fo:Fa ab und vergleichen die Summen Fo + Fa, so fällt auf, daß in Nr. 43 und 28 die berechneten Summen die tatsächlichen um 2–3, in Nr. 28b um fast 4 Einheiten übersteigen, in Nr. 27 dagegen 1–2 Einheiten niedriger sind. Andererseits liegen die berechneten C-Beträge in Nr. 43 und 27 um 1–2 Einheiten unter, in Nr. 28a um 1 Einheit über den wirklichen. Mt differiert wiederum nur in Nr. 27 stärker. Den Q-Differenzen darf man wohl infolge der Neigung zu späteren Verschiebungen keine allzugroße Bedeutung beimessen. Um so bezeichnender ist die ausgesprochene Umkehrung des Verhältnisses Fo:Fa in Nr. 27 und 28. Diese Unbeständigkeit in den einzelnen Teilen des Randkomplexes wird sicher nicht durch den etwaigen Fehler in S hervorgerufen, der sich ja in jedem Fall gleich auswirkt, sie läßt vielmehr auf eine starke Inhomogenität des Magmas selbst schon in diesem relativ engen Teilbereich schließen, auf deren eventuelle Ursache wir später noch zurückkommen (Abschnitt IV, 3).

Auch aus folgender Überlegung geht die Unwahrscheinlichkeit einer Feldspatabwanderung aus dem Kergestein in die Randzone hervor. Nach den oben mitgeteilten Schätzungen ist das Volumenverhältnis der drei durch Nr. 56, 55 und SR repräsentierten Varietäten etwa = 1:0,25:0,14. Nehmen wir einen ursprünglich durch die gesamte Gesteinsmasse gleichmäßig verteilten Feldspatgehalt in Höhe der Einsprenglingsfeldspat führenden Varietät (etwa 52%) und eine Reduzierung dieses Gehalts durch Abwanderung aus dem jetzigen Bereich der einsprenglingsfreien Varietät um 8% an, dann würde die Summe aus ursprünglich in der Randmasse vorhandenem und aus zugewandertem Feldspatvolumen größer als das von SR überhaupt eingenommene Gesteinsvolumen oder mit anderen Worten, die Rechnung ergäbe über 100% Feldspat (nämlich etwa 109%) für SR. Auch bei einer Abwanderung von 4% [etwa entsprechend der Differenz $(Or + Ab)_{Nr. 55} - (Or + Ab)_{Nr. 56}$] würde für SR noch ein Feldspatgehalt von 80,5% resultieren und erst bei einer Abwanderung von 1,4% entspreche die

Feldspatmenge etwa dem numerischen Mittel aus Nr. 43, 27 und 28 (etwa 62%). Natürlich kann eine solche Annahme bezüglich der abgewanderten Menge gemacht werden, aber dann entsteht die Frage nach dem Verbleib der restlichen Menge. Daneben bleiben natürlich die Differenzen in den übrigen Komponenten bestehen.

Betrachten wir die Molekularnormen der Weilburgite in der dem modalen Mineralbestand angepaßten Form der Tabelle 10 (Chlorit-Titanit-Variante), behalten wir also die niedrig silifizierten M-Verbindungen bei, dann erkennen wir, daß für die große Mehrzahl der Vorkommen $C \leq 6$ ist. Mit alleiniger Ausnahme von Nr. 45 (Lützendorf I) sind es nur die relativ melanokraten Typen vom Schellhofskopf, aus dem Rehbachtal und östlich Allendorf (Varietät I, Nr. 40), in denen C den Grenzwert 6 überschreitet. In Nr. 45 dürfte der C-Betrag mit der Biotitführung zusammenhängen. Mögen jedoch im einzelnen verschiedene Faktoren am Zustandekommen von C mitwirken, so scheint doch allgemein zunehmende Chloritführung mit dem Ansteigen der C-Beträge verbunden zu sein. Das bestätigen insbesondere die Gesteinsvarietäten vom Schellhofskopf.

Damit ist nun freilich nichts gesagt bezüglich der eigentlichen Ursachen für diese, in den Basiswerten der Tabelle 17 noch schärfer hervortretende Verschiedenheit im Verhalten von C. Zunächst steht nur fest, daß es durch den Erhaltungszustand der Gesteine ebensowenig bedingt ist wie durch postmagmatische Autometamorphose. Außer den früher mitgeteilten unmittelbaren Beobachtungen bestätigen das Beispiele wie Nr. 40 und 41 (O. Allendorf) oder Nr. 45 und 46 (Lützendorf), wo jeweils zwei durch stark differierende C-Werte gekennzeichnete Varietäten ohne äußerlich erkennbaren Unterschied unmittelbar nebeneinander anstehen. Der jetzt vorliegende Chemismus hätte normalerweise eine stärkere Anorthitbildung ermöglichen müssen. Die Ursache dafür, daß dies nicht geschehen ist, kann nur in 2 Richtungen gesucht werden, entweder in den äußeren physikalischen Bedingungen, oder darin, daß der ursprüngliche Chemismus nicht mit dem jetzigen identisch war. Ich habe früher vorwiegend das erstere angenommen und daneben vor allem die H_2O -Anreicherung verantwortlich gemacht. Es erscheint indessen doch ausgeschlossen, daß bei H_2O -Gegenwart Anorthit instabiler sein sollte als Alkalifeldspate. Wenn außerdem, wofür zahlreiche neuere Beobachtungen und Erörterungen sprechen, der H_2O -Gehalt des Magmas allgemein höher ist als der der magmatischen Gesteine, dann müßte doch wohl erwartet werden, daß anorthitfreie oder anorthitarme basische Gesteine viel verbreiteter wären als dies tatsächlich der Fall ist. Es bleibt also, soweit ich sehen kann, nur die zweite Möglichkeit, und gerade das genauere Studium der Melaweilburgite, insbesondere deren Vergleich mit den normalen Weilburgiten, hat mich veranlaßt, in dieser Richtung nach einer Lösung des Problems zu suchen.

Es sind nicht nur die Berechnungen, die den Eindruck erwecken, daß wir es hier mit einem Vorgang zu tun haben, bei dem einfache oder komplexe Kristallisationsdifferentiation, teilweise Assimilation, Stoffverschiebungen durch Konvektion und Diffusionswanderungen innerhalb eines abgeschlossenen magmatischen Systems nicht ausschließlich beteiligt waren, vielmehr irgendein anders gearteter Einfluß modifizierend und komplizierend, vielleicht sogar entscheidend mitgewirkt hat. Einen unmittelbar erkennbaren Hinweis bildet schon die Bildungsfolge der beiden Hauptkomponenten Feldspat und Chlorit. Auch in den

melanokraten Gesteinstypen fehlt jegliches Anzeichen dafür, daß jemals Olivin oder Augit in der Schmelze existierte. Daß solche aber bereits in einem Frühstadium wieder restlos gelöst worden seien, erscheint zumal bei einem dem Melatypus entsprechenden Chemismus wenig glaubhaft.

Auch daraus können wir meines Erachtens wiederum nur den Schluß ziehen, daß die jetzigen Gesteine, auch wenn man deren sekundäre Veränderungen in Rechnung stellt, nicht ohne weiteres mit der Zusammensetzung eines normalen Magmas von basaltischem Allgemeincharakter identifiziert werden können. Sie erscheinen gewissermaßen als eine Komposition aus 2 Teilen, die jeweils zwei getrennten Entwicklungsphasen angehören, verschieden nicht nur hinsichtlich ihrer physikalischen Bedingungen, sondern ebenso in bezug auf ihren stofflichen Charakter. Auf der anderen Seite müssen wir aber doch daran festhalten, daß dieses „Syntekt“ zur Zeit seines Emporsteigens in ein höheres Niveau der Erdkruste sich in einem schmelzflüssigen Zustand befunden hat, obschon der liquidmagma-tische Temperaturbereich bereits wesentlich unterschritten war. Es liegt nahe, dem Wasserreichtum dieser Schmelze hierbei eine entscheidende Rolle zuzuschreiben. Niedrige Temperatur und hoher Wassergehalt bestimmten alsdann weitgehend den Erstarrungsprozeß. Hydrolytische Spaltung alkali- und wasserreicher Silikatlösungen sowie Bildung gas- und dampfförmiger Phasen fanden ungewöhnlich günstige Vorbedingungen und beeinflußten zumindest im späteren Entwicklungs-stadium sowohl Entstehung neuer wie Veränderung vorhandener Kristallphasen. Ich beschränke mich hier auf diese kurzen Bemerkungen und verweise bezüglich der weiteren Erörterung dieses magmatogenen Problems und der daraus sich ergebenden Fragen auf den Abschnitt V dieser Untersuchung.

Nur auf eine Tatsache sei noch hingewiesen. Daß es gerade die melanokraten Gesteinskomplexe im Rehbachtal und insbesondere am Schellhofskopf sind, in deren Bereich auch die Alkalivariabilität am stärksten zur Geltung kommt, läßt sich nicht ohne weiteres irgendwelchen Zufälligkeiten zuschreiben. Andererseits sind die Schwankungen im Alkaliverhältnis sicher nicht an die reichliche Gegen-wart mafitischer Komponenten gebunden, denn schon in den Keratophyren erreichen solche innerhalb desselben Vorkommens des öfteren 10—15 Einheiten, vereinzelt (Hausen) sogar 20 Einheiten des k-Wertes. Ersteres mag auch für einzelne Weilburgitvorkommen zutreffen (vgl. Nr. 40—41 und 45—46). Aber im Rehbachtal werden k-Grenzwerte von 0,74 bzw. 0,38 und am Schellhofskopf von 0,77 (0,83) und 0,23 erreicht. Nun besteht, wie aus den Tabellen 1 und 6 ohne weiteres ersichtlich, sicher keine direkte Abhängigkeit zwischen fm- und k-Werten. Es kann also wohl nur so sein, daß zwei, an und für sich voneinander unabhängige und im allgemeinen auch getrennt ablaufende Vorgänge gelegentlich zusammentrafen, wobei dann der eine den anderen irgendwie begünstigte bzw. verstärkte. Daß hierbei der H₂O-Gegenwart die ausschlaggebende Rolle zugeschrieben werden muß, dürfte kaum zweifelhaft sein.

Einerseits Dampfphasenbildung und Alkalilöslichkeit, andererseits durch das Vorhandensein alkaljisilikatischer Lösungen verstärkte hydrolytische Wirkung auf die entstehenden M-Verbindungen kennzeichnen allerdings jene beiden Vor-gänge lediglich nach ihrem Allgemeincharakter. Im einzelnen müssen viele Fragen vorläufig offen gelassen werden. War auch im Stadium der Chloritaus-scheidung der Feldspat in der Hauptsache bereits vorhanden, eine teilweise

Alkalitrennung also bereits erfolgt, so muß doch mit Verschiebungen im Alkali-verhältnis auch noch in diesem Entwicklungsschnitt gerechnet werden, dem die lokale Biotitbildung (Nr. 43 und 45), die vereinzelten Nester einer jüngeren Albitgeneration (Nr. 44) und die häufigeren Hüllen aus anders geartetem Feldspat ebenso angehören wie die Serizitisierung und Kaolinisierung im Zentralgestein des Schellhofskopf oder die Silifizierung in Nr. 30 vom Rehbachtal.

Die damit berührte Frage besitzt allgemeine Bedeutung. Nach dem diesbezüglich vorhandenen Beobachtungsmaterial scheinen Art und Menge vorhandener Lösungsgenossen das Verhalten der Alkalien stark zu beeinflussen. Das ist ja auch theoretisch nicht anders zu erwarten, aber leider fehlen meines Wissens bisher exakte Unterlagen völlig. Man könnte also höchstens hinweisen auf die doch immerhin auffallende Nichtexistenz eines dem Paragonit entsprechenden Vertreters unter den dunklen Glimmern, auf die Neigung zur Biotitbildung in Spaltprodukten lamprophyrischen Charakters, auf die Verbreitung metasomatischer Biotitanreicherungszonen im Grenzbereich magmatischer und magnesiumreicher sedimentärer Gesteine usw. Die Kalibetonung, wie sie in Nr. 27 und 28 bzw. in Nr. 30 offenkundig ist und für Nr. 55 und 56 gleichfalls zutrifft, falls vorwiegend Kalifeldspat serizitiert und kaolinisiert wurde, könnte demnach wenigstens teilweise mit dem Anwachsen von Mg und Fe zusammenhängen. Der Einfluß der Lösungszusammensetzung wird vielleicht durch Beobachtungen von HUBER [46] (S. 197–199) im Gotthardmassiv illustriert. Danach hat das pegmatitische Restmagma des fm-armen ($fm \sim 10$) Streifengneises pneumatolytische Alkalasilikatlösungen geliefert, die Na aus dem Streifengneis weggeführt, dadurch dessen k-Wert ($k = 0,62$) erhöht und zur Plagioklasbildung in umgebenden Gesteinen beigetragen haben. Dies nur als Beispiel. Eine eingehendere Prüfung der diesbezüglichen Angaben in der Literatur würde hier zu weit führen und ohne ergänzende Studien auch wahrscheinlich nicht zu schlüssigen Ergebnissen führen.

f) SiO_2 -Gehalt und Einfluß von H_2O .

Auf Quarz als untergeordneten Gemengteil stoßen wir bei der mikroskopischen Untersuchung des öfteren, meist nur in Spuren, gelegentlich jedoch in etwas stärkerer Beteiligung. Bemerkenswert sind aber Unregelmäßigkeit des Auftretens und Inkonsistenz der Menge innerhalb des Einzelvorkommens nicht nur, sondern auch innerhalb engsten Raumes. Als Beispiel sei der nur wenige Quadratmeter umfassende Aufschluß am Westfuß des Steinzlerbergs genannt. Vergleichen wir die beiden Proben Nr. 32 und 33 etwa an Hand der Molekularnorm-Varianten (Tabelle 10), sehen also ab von dem starken Unterschied der Karbonatbeteiligung, so sind, bei der sonstigen Übereinstimmung, die Q-Werte von 8,4 und 0 bzw. schwach negativ, wenn statt Ne Ab berechnet wird, bezeichnend für dieses Verhalten. Mit Vorliebe beobachten wir den Quarz als schmale Zone zwischen „Karbonatmandeln“ und magmatogener Umgebung, teils mit, teils ohne Begleitung von Chlorit, als relativ späte, das Karbonat verdrängende Bildung. Ob diese noch im Spätstadium des eigentlichen Erstarrungsvorgangs oder postmagmatisch erfolgte, ist daher nicht ohne weiteres zu entscheiden. Silifizierungserscheinungen, wie wir sie bei Nr. 30 (Rehbachtal) feststellen oder wie sie aus einem von Weilburgit injizierten und in dessen unmittelbarer Umgebung

verkieselten Kalk auf Grube Georg-Joseph festgestellt wurden (Abb. 53* und 54*), sprechen aber für postmagmatische Einwirkungen.

Für die etwa zwischen 220 und 120 variierenden si-Werte besteht eine unverkennbare Abhängigkeit von den alk-Werten. Allgemein ergibt sich folgendes Schema: si > 150 alk > 20, si 150–130 alk 20–16, si 130–120 alk 16–14, si < 120 alk < 10. Ausnahmen hiervon bilden lediglich das Vorkommen ostwärts Allendorf (Nr. 40 und 41) mit zu niedrigen alk-Werten einerseits, die Vorkommen westnordwestlich Allendorf (Nr. 39), südlich Philippstein (Nr. 51) und die bereits erwähnte Varietät Nr. 33 vom Steinzlerberg mit zu hohen alk-Werten andererseits. Relativ hoch ist alk auch in Nr. 47 südwestlich Bonbaden, dessen si mit rund 133 nahe der unteren Grenze der Gruppe liegt, während alk mit rund 19 sich der oberen Grenze nähert.

Die Berechnung der Molekularnormen führt in 10 Fällen auf einen mäßigen Ne-Gehalt, er beschränkt sich bei der Variantenberechnung auf 3 Fälle, dieselben, deren alk relativ zu hoch erscheint, mit Ausnahme von Nr. 39. Mikroskopisch nachgewiesen werden konnte Nephelin in keinem der Gesteine, sein Vorhandensein in geringem Umfang ist zwar nicht absolut ausgeschlossen, jedoch unwahrscheinlich, wenn wir uns Umfang und Zeitpunkt der Feldspatkristallisation vergegenwärtigen.

Andererseits ergibt die Berechnung der Molekularnorm-Varianten in etwa einem Drittel der Beispiele ein Q_v unter 1%, in einem Drittel einen Quarzgehalt zwischen 1 und 5%, in einem Drittel einen solchen über 5%. Unter letzteren befinden sich der augitführende Weilburgit Nr. 34 (Riemannstollen), wo Q_v naturgemäß mit der Augitführung zusammenhängt, sowie die Gesteine aus dem unteren Rehbachtal (Nr. 29, 30 und 36), vorab deren eindeutig teilweise silifizierte Varietät mit dem maximalen Q_v -Wert überhaupt. Auf das gleichfalls in diesem Zusammenhang zu nennende Beispiel vom Steinzlerberg (Nr. 31) wurde schon hingewiesen. Schließlich gehört hierhin das Vorkommen ostwärts Allendorf mit 8,6 Q_v in der einen Varietät (Nr. 40) und 4,2 Q_v in der anderen (Nr. 41). Hier handelt es sich, ähnlich wie bei den Weilburgiten vom Schellhofskopf und seiner unmittelbaren Umgebung, um ein an MgO und FeO relativ reiches, aber zugleich Quarz in der oben genannten Ausbildung enthaltendes Gestein. Daß beide Varietäten dieses Vorkommens entsprechend niedrige alk-Werte aufweisen, die sich nicht in die auf si bezogene alk-Reihe einfügen, wurde gleichfalls bereits erwähnt. In erster Linie sind sicherlich Menge und Zusammensetzung des Chlorits für die Höhe von Q_v verantwortlich, und daß der davon abhängige Betrag unter Umständen recht erheblich werden kann, haben wir am Hauptgestein vom Schellhofskopf gesehen, das zu den Weilburgiten mit extrem hohem Q_v gehört. Aber es wäre doch unzutreffend, wollte man hierin allein die Ursache sehen.

Wenn auch von den beiden *Allendorfer Gesteinstypen* die chloritreichere diejenige mit dem hohen Q_v -Wert ist, so zeigt sich doch gerade hier, daß der effektive Chloritbetrag allein nicht die Ursache hierfür sein kann. Daneben spielt die normative Berechnung an und für sich mit einer Rolle. Sie ergibt, abgesehen von Q_v , M_v und L_v auch im einzelnen Abweichungen der beiden Typen, die weder aus den Analysendaten noch nach dem mikroskopischen Befund erwartet werden, so bezüglich An, C und Cs. Vergleichen wir die abzüglich $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$, CaCO_3 und H_2O resultierenden Molekularprozente sowie die Molekularnormen

miteinander, so erkennen wir folgendes: Die stärkere CaCO_3 -Assimilation (Reaktionshöfe!) in dem karbonatreicherem Nr. 41, im Verein mit den geringeren, aber entgegengesetzten Unterschieden von Al_2O_3 und $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ sind entscheidend für die normativen, in An, C und Cs hervortretenden Differenzen und am Zustandekommen der Q_v -Beträge nicht minder beteiligt als die Gehalte an $\text{Fo} + \text{Fa}$.

	Nr. 40	Nr. 41		Nr. 40	Nr. 41
SiO_2	57,0	57,8	Or	22,8	31,2
TiO_2	2,3	2,3	Ab	26,2	23,0
Al_2O_3	10,7	10,1	An	—	6,5
Fe_2O_3	0,7	0,4	C	8,4	3,8
$\text{FeO} + \text{MnO}$	7,1	6,5	Cs	—	2,0
MgO	14,6	11,4	Fo + Fa . . .	27,0	22,6
CaO	1,8	5,2	Mt	1,8	1,0
Na_2O	3,1	2,7	Tn + Ru . . .	5,2	5,7
K_2O	2,7	3,6	Q_v	8,6	4,2

Anders liegen die Verhältnisse in dem Vorkommen am Steinzlerberg, wie man aus nachstehender Gegenüberstellung der Molekularprozente (abzüglich $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$, CaCO_3 und H_2O) sowie der Molekularnormen ersieht. Bei gleichen Gehalten an $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, aber wiederum höherem CaO infolge verstärkter Ca-Assimilation

	Nr. 32	Nr. 33		Nr. 32	Nr. 33
SiO_2	64,7	56,8	Or	25,7	20,7
TiO_2	3,3	3,4	Ab	41,6	43,0
Al_2O_3	10,3	10,9	Ne	—	1,1
Fe_2O_3	0,8	1,9	C.	3,9	4,9
$\text{FeO} + \text{MnO}$	7,6	10,9	Fo + Fa . . .	12,8	17,7
MgO	3,7	5,2	Mt	2,0	4,8
CaO	1,6	2,9	Tn + Ru . . .	5,6	7,8
Na_2O	5,0	5,5	Q_v	8,4	0
K_2O	3,0	2,5			

	Nr. 32a	Nr. 33a	Nr. 33b
SiO_2	64,7	61,1	56,8
TiO_2	2,8	3,7	4,1
Al_2O_3	8,9	11,5	12,8
Fe_2O_3	1,6	0,9	1,0
$\text{FeO} + \text{MnO}$	8,9	8,0	8,9
MgO	4,2	4,1	4,5
CaO	2,4	1,8	2,0
Na_2O	4,5	5,5	6,1
K_2O	2,0	3,4	3,8

in der wesentlich karbonatreicheren Varietät Nr. 33 verbindet sich in Nr. 32 der niedrigere Wert von $\text{Fo} + \text{Fa}$ mit dem hohen SiO_2 -Gehalt bzw. Q_v . Die Übersättigung kann also ebensowenig in einer Zunahme von Chlorit wie einer solchen von Feldspat begründet sein. Wir können also nur annehmen, daß SiO_2 als solches hinzugekommen ist. Daß dies jedoch nicht durch Kristallisationsdifferentiation geschehen sein kann, müssen wir sowohl aus der Ausbildung des Quarzes wie aus dessen Lokalisierung auf ganz beschränkte Bereiche schließen. Wenn es richtig

ist, von der Zusammensetzung Nr. 33 auszugehen, dann führt reine Quarzzufuhr zur Zusammensetzung Nr. 32a (berechnet auf Grund der abgerundeten Mol-%). Nehmen wir die Zusammensetzung von Nr. 32 als Ausgangsbasis, dann ergibt eine Quarzverminderung um den nach Bildung der Feldspatmoleküle aus Kp, Ne und Cal der Basis verbleibenden Betrag die Zusammensetzung Nr. 33a (Berechnung auf Grund der Molekularbasis), bzw. auf $\text{SiO}_2 = 56,8$ umgerechnet, Nr. 33b. (Infolge der Gleichheit der Alkalisummen in beiden Gesteinsvarietäten gibt Q der Basis einen Anhalt für die ungefähre Menge der zu subtrahierenden bzw. zu addierenden SiO_2 -Beträge.) Unter beiden Voraussetzungen deuten die Resultate darauf hin, daß die Stoffverschiebungen sich nicht ausschließlich auf SiO_2 beschränkten.

Endlich das dritte Beispiel hohen Q_v -Betrages, der *Weilburgit aus dem unteren Rehbachtal*, das einzige Vorkommen mit offensichtlichen Anzeichen einer Silifizierung, angedeutet schon im vereinzelt dastehenden und zugleich beträchtlichen positiven Wert von qz. Ebenso wie am Steinzlerberg vollzieht sich die Änderung der Zusammensetzung von Nr. 29 zu 30 auf engem Raum. Träger des Quarzgehalts in Nr. 30 sind vorwiegend „Mandeln“, daneben kleine Risse im Gestein, gelegentlich sind auch größere Karbonatnester ganz oder teilweise verquarzt. Daß in erster Linie das Karbonat durch Quarz verdrängt wurde, läßt sich an vielen Stellen verfolgen. Wie bereits auf S. 54 dargelegt wurde, muß eine verhältnismäßig starke Beteiligung von MgCO_3 und FeCO_3 an der Zusammensetzung des Karbonats angenommen werden. Bei der Umrechnung von Nr. 30, der karbonatreichsten, aber diesbezüglich mit Nr. 41 oder gar Nr. 33 nicht annähernd vergleichbaren Varietät, wurde MgCO_3 nur in dem nach CaCO_3 -Bildung noch notwendigen Umfang herangezogen. In Wirklichkeit wird also MgO etwas niedriger, CaO etwas höher sein als in Tabelle 6. Infolgedessen erscheint in der Molekularnormvarianten von Nr. 30 das gesamte analytisch bestimmte TiO_2 als Rutil, während in Wirklichkeit Titanit vorhanden ist. Aber auch bei genauerer Berücksichtigung des modalen Bestandes ändert sich nichts an der allgemein für die Weilburgite aus dem Rehbachtal bestehenden Armut an CaO . Sie schließen sich darin ganz den Kaliweilburgiten an, obschon nur bei Nr. 29 und 30 Kalivormacht besteht. Dieser Wechsel, zusammen mit der unterschiedlichen Alkaliumsume zumal in den beiden eine räumliche Einheit bildenden Typen 29 und 30 sowie die bemerkenswerte Konstanz von Al_2O_3 liefern wichtige Momente für die Beurteilung des Verhaltens der Alkalien im Differentiationsprozeß der gemeinsamen Ausgangsschmelze.

Auf anormale Zusammensetzung von Nr. 30 läßt auch die Verbindung des extrem hohen Q_v mit extrem niedriger Summe $\text{Fo} + \text{Fa}$ schließen. Der Versuch, unter Einbeziehung von Q_v den Charakter des Chlorits zu ermitteln, führt auf den unmöglichen Wert $z = \text{Si}^{[4]} = 8,08$. Die stark nach den Keratophyren vorgeschoene isolierte Lage im LMQ - bzw. $\text{L}_v\text{M}_v\text{Q}_v$ -Dreieck gibt dieser Sonderstellung von Nr. 30 gleichfalls Ausdruck. Im Gegensatz zu Nr. 30 ergeben die Chloritberechnungen bei Nr. 29 und 36 unter Einbeziehung von Q_v durchaus annehmbare Formeln, wenn man den methodisch bedingten Näherungscharakter solcher Berechnungen berücksichtigt. Für Nr. 29, dessen Material eine Silifizierung sicher ausschließt, wird $z = (\text{Si}_{3,39}\text{Al}_{0,61})$ und $Y = (\text{Mg}_{2,5}\text{Fe}_{1,71}\text{Fe}_{0,74}\text{Al}_{1,11}) = 5,61$, für Nr. 36 $z = (\text{Si}_{3,40}\text{Al}_{0,60})$ und $Y = (\text{Mg}_{2,06}\text{Fe}_{2,07}\text{Fe}_{0,27}\text{Al}_{1,23}) = 5,57$ (Basis O = 14).

Der Versuch, unter Annahme $Q_v = 0$ die Zusammensetzung von Nr. 30 zu berechnen, ergibt

	Mol-%		Basis		Var.-Norm		Chlorit	
							Atom-Zahl	Verh.-Zahl
SiO ₂	63,3	al 37,6	Kp	39,6	Or	66,0	Si 3,67	Si 1,96
TiO ₂	2,8	fm 34,4	Ne	7,7	Ab	12,8	Al 5,50	Al ^[4] 2,04
Al ₂ O ₃	13,2	c —	C	5,5	C	5,5	Fe ⁺⁺ 2,00	Al ^[6] 0,90
Fe ₂ O ₃	1,2	alk 28,0	Fo	6,2	Fo	6,2	Fe ⁻⁻ 3,70	Fe ⁻⁻ 1,07
FeO + MnO	4,6	100,0	Fa	5,6	Fa	4,2	Mg 3,93	Fe ⁻⁻ 1,98
MgO	5,1	si 179,0	Fs	2,9	Mt	2,9	Mg 2,10	6,05
NaO	—	ti 7,8	Ru	2,2	Ru	2,2		
Ca ₂ O	1,6	k 0,16	Q	30,3	Q	0,2		
K ₂ O	8,2	mg 0,42		100,0		100,0		

Ausgehend vom Chlorit würde danach n der H₂O-freien Formel Y_{6-n}Al_{2n}Si_{4-n}O₁₄ den maximal zulässigen Wert 2 erreichen, wobei das gesamte Fe⁻⁻ in Y einbezogen ist. Es würde also ein Chlorit von rein amesitartigem Charakter (Mischung At-FeAt) resultieren. Bedenken erweckt, daß wir in keinem anderen Fall auf diese extreme Zusammensetzung stoßen, vor allem aber, daß damit eine völlige Verschiedenartigkeit von den Chloriten in Nr. 29 und 36 angenommen werden müßte, was weder optisch begründet, noch im Hinblick auf die unmittelbare räumliche Verknüpfung von Nr. 29 und 30 im geringsten wahrscheinlich ist. Was dann weiter die sich ergebende chemische Zusammensetzung des Gesteins betrifft, so würde sie mit alk = 28,0 und c = 0 den Alkaligesteinsscharakter unter den untersuchten Weilburgiten am reinsten verkörpern und einer extremen Ausbildung derselben entsprechen. Auch darin, daß al > fm wird, würde sie vereinzelt dastehen. In der Molekularnormvarianten kommt diese Sonderstellung besonders scharf zum Ausdruck. Entscheidend ist jedoch der Vergleich mit den unmittelbar assoziierten Typen Nr. 29 und 36, vor allem mit Nr. 29. Angesichts der feinkristallinen und absolut nichtporphyrischen Ausbildung der Gesteine erscheint es völlig ausgeschlossen, eine gravitativ bedingte und auf engen Raum beschränkte Verschiebung kristalliner Phasen für eine so weitgehende Veränderung verantwortlich zu machen, wie sie hier erforderlich wäre und durch die normativen Gehalte von 54,5 Feldspat und 34,5 Mafite im Ausgangsmaterial, dagegen 78,8 Feldspat und 18,8 Mafite im Endprodukt gekennzeichnet wird. Hier muß notwendig eine andere, nicht an kristalline Phasen gebundene Stoffwanderung angenommen werden. Und ein derartiger Vorgang wird vollends durch die bestehende Alkalivariabilität nahe gelegt. Über seinen Charakter können wir zunächst soviel sagen, daß die Mobilität der bewegten Stoffe erheblich größer gewesen sein muß als die kristalliner Phasen im Magma. Nehmen wir hierzu den hohen H₂O-Gehalt der Weilburgitschmelze, dann läßt sich der Gedanke an eine Dampfphase, im wahrscheinlich anzunehmenden PT-Bereich an eine fluide Phase nicht von der Hand weisen.

Über das Verhalten der Stoffe in Gegenwart überhitzen Wasserdampfes wissen wir nur wenig. Die Untersuchungen von GORANSON [35], [36], [37] haben die hohe H₂O-Löslichkeit in Silikatschmelzen bei genügend hohen Drucken und relativ niedrigen Temperaturen sowie den starken Einfluß des gelösten H₂O auf die Erstarrungstemperatur dargetan.

Anläßlich einer Untersuchung über hydrothermale Silikatsynthesen in überspanntem Wasserdampf bei 300 Atm. und 400° haben sodann VAN NIEUWENBURG und BIUMENDAL [66] eine erhebliche Flüchtigkeit von SiO_2 sowohl in seinen kristallinen Phasen wie in verstärktem Maß im amorphen Zustand festgestellt. Eine Wiederholung der Versuche durch MOREY [64] ergab allerdings wesentlich geringere mit dem Wasserdampf transportierte SiO_2 -Mengen. Unter ganz anderen Versuchsbedingungen fanden hinwieder GREIG, MERWIN und SHEPHERD [38], daß bei niedrigem Druck und bei Temperaturen über 700°, jedoch unter dem Schmelzbeginn der untersuchten Substanzen in Gegenwart flüchtiger Stoffe oder Wasserdampf ein SiO_2 -Transport von beachtlichem Ausmaß erfolgt. Auf andere, von H_2O unabhängige Möglichkeiten einer Existenz flüchtiger Si-Verbindungen (SiH_4 , H_2SiF_6 , SiS_2) in magmatischen Gasen hat SHEPHERD [84] hingewiesen, er bezeichnet Si geradezu als „surprisingly mobile“.

Wenn H_2O bei entsprechend hohen Temperaturen in Gegenwart von Alkalifeldspat oder einer alkalireichen Silikatschmelze zur Wirkung gelangt, dann dürfte nicht nur SiO_2 in Lösung gehen, vielmehr dürfte solches ebenso für Alkalien, vielleicht sogar für Al_2O_3 der Fall sein. Konnten doch CORRENS und v. ENGELHARDT [10] selbst bei $T = 20^\circ$ und 40° die Existenz wäßriger Lösungen dieser Art nachweisen, in denen die Komponenten des Kalifeldspats höchstwahrscheinlich in Ionenform vorhanden sind. Um so mehr sollte man sie bei Temperaturen über 100° oder erwarten, wenn H_2O als Dampf oder fluide Phase einwirkt.

Nach alledem spielt H_2O beim Entstehen der Weilburgite eine ganz wesentliche Rolle. Es ist ja schon auffällig, daß der Gehalt an $\text{H}_2\text{O} +$ bei 69% der analysierten Gesteine zwischen 11 und 15 Mol.-% liegt und nur bei 17% höhere, bei 14% niedrigere Beträge erreicht. Das Gesamtmittel ergibt 14 Mol-% (etwa 4,0 Gew.-%) H_2O . Das spricht nicht für wechselnden Grad sekundärer Veränderung, zumal wenn wir berücksichtigen, daß die Beispiele außerhalb des Häufungsbereichs fast ausschließlich von den Vorkommen Rehbachtal, Schellhofskopf, O. Allendorf und Steinzlerberg gestellt werden, deren besondere Verhältnisse wir kennen gelernt haben.

In den *Keratophyren* ist demgegenüber die relative H_2O -Variabilität eine ungleich stärkere. Der Minimalgehalt von 0,4 Mol-% steigt dort gelegentlich um mehr als das Zehnfache, nämlich bis auf 5 Mol-%. Aber ebensowenig wie in den Weilburgiten ist dafür der Erhaltungszustand der einzelnen Vorkommen verantwortlich. Dem Versuch, den unterschiedlichen H_2O -Gehalt etwa einfach den von Ort zu Ort wechselnden Voraussetzungen für das Entweichen zuzuschreiben, wäre entgegenzuhalten, daß solcher Wechsel auch dem Einzelvorkommen nicht fremd ist (Hausen, Heistenbach). Ausgehend von der Annahme eines gemeinsamen Herdes für das keratophyrische Magma, die wohl kaum in Abrede zu stellen ist, sowie unter Berücksichtigung der Tatsache, daß blasige oder drusige Gesteinsausbildung fehlt, steht fest: 1. der durchschnittliche H_2O -Gehalt in den Weilburgiten ist gegenüber chemisch vergleichbaren Gesteinen ein ungewöhnlich hoher und 2. im Hinblick auf den, wenn auch nicht absolut frischen, so doch gleichmäßig guten Zustand des Materials überschreiten die Differenzen im H_2O -Gehalt das Maß jener Schwankungen, die nach SHEPHERD [84], bedingt durch eine aus verschiedenen Gründen mögliche ungleichmäßige Gasbildung und -verteilung im Magma, im Gestein wiederkehren. Durch den Einfluß des Neben-

gesteins kann man meines Erachtens unmöglich den H₂O-Reichtum der Keratophyrmasse Gutenacker-Rupbachtal gegenüber dem niedrigen H₂O in der nur wenige Kilometer entfernten Masse des Steinsberger Kopfs oder die Variabilität im Bereich um Wirbelau begründen. Nur kurz hingewiesen sei auf den gleichfalls relativ hohen H₂O-Gehalt in den Oregon-Keratophyren.

Wie weit die Abweichung in der Zusammensetzung gehen darf, ohne daß die von GORANSON [35] für eine granitische Schmelze festgestellten Sättigungswerte für H₂O ihre Gültigkeit verlieren, ist natürlich schwer zu sagen. Immerhin sind die Unterschiede zwischen dem Chemismus des Granits vom Stone Mountain und des Keratophyrmittels so gering (Differenzen in Mol-%: SiO₂ etwa +3,5, Al₂O₃ etwa -0,7, K₂O + Na₂O etwa -1,5, CaO + MgO + FeO etwa -1,2), daß in dieser Hinsicht kaum Bedenken gegen eine Heranziehung der gefundenen Daten bestehen. Die Temperatur von 900° C, für die a. a. O. die isotherme Änderung der H₂O-Löslichkeit mit dem Druck graphisch dargestellt ist, könnte als Temperatur des Keratophyrmagmas gelten. Selbst die höchsten H₂O-Gehalte im Keratophyr liegen also höchstwahrscheinlich weit unter dem Sättigungsbetrag, der sich bei dieser Temperatur im P-Bereich 500–3000 Atm. etwa zwischen 4 und 8 Gew.-% H₂O bewegt.

Die Temperatur der weilburgitischen Schmelze lag zweifellos tiefer als die des Keratophyrmagmas. Einen Anhaltspunkt für deren Höhe liefert unter anderem das Verhalten der von ihr aufgenommenen Karbonate. Im *trockenen* Reaktionssystem CaCO₃–SiO₂ ist nach Untersuchungen von EHRENCBERG [15] bei 750° C nahezu restlose Wollastonitbildung erreicht, während bei 660° lediglich CaCO₃ dissoziiert wird. In Schmelzen von der Zusammensetzung der Weilburgite dürfte die Silikatbildung erleichtert, die Kristallisationstemperatur noch niedriger anzusetzen sein, so daß wir *für die Aufstiegsphase wohl 650° als obere und 500° als untere Temperaturgrenze ansprechen dürfen*. Nach GORANSONS Berechnung auf Grund einer angennähernden Formel beträgt für eine Schmelze von der Zusammensetzung des Stone Mountain-Granits bei 600° die H₂O-Löslichkeit um 7 Gew.-%, der Sättigungsdruck etwa 1000 Atm. Bei gleicher Temperatur und P ~ 960 Atm. (3½ km Tiefe) ergab die Beobachtung einen H₂O-Gehalt von 5,96 Gew.-%. Nun muß allerdings mit dem Abwandern von H₂O in das umgebende Gestein während des Aufstiegs und der Intrusion gerechnet werden. Die Höhe dieses Wasserverlustes läßt sich nicht abschätzen, aber vermutlich wird dieser Verlust größer zu veranschlagen sein als der etwaige Zugang aus eingebrochenen Nebengesteinsschollen. Unter Berücksichtigung dieses Umstandes würde der H₂O-Gehalt den Sättigungswert erreichen, vielleicht sogar übersteigen, sofern die für die granitische Schmelze ermittelten Konzentrationen für die weilburgitische noch Geltung beanspruchen dürfen.

Von verschiedenen Seiten angestellte Beobachtungen und Überlegungen neueren Datums haben dazu geführt, den H₂O-Gehalt der Magmen wesentlich höher einzuschätzen als den, der den entsprechenden Gesteinen im Durchschnitt eigen ist. Es sei hier lediglich auf die zusammenfassende Erörterung des Problems durch GILLULY [31] verwiesen, deren Ergebnis er abschließend wie folgt formuliert: "At present it is fruitless to try to get any precise figures for water content of magma deep in the crust. But it is submitted that the geologic evidence requires estimates far higher than one or two per cent of water for the primary

magmas and that figures of fully four per cents for basalts and perhaps as much as eight per cent for deep granites are more reasonable than the smaller figures that have been recently advocated." Ob diese Schätzung richtig ist oder zu hoch, sei dahingestellt. Hinsichtlich ihrer allgemeinen Gültigkeit dürfte vielleicht eine gewisse Einschränkung angebracht sein. Kristallisation wasserfreier Verbindungen und etwaige tektonisch bedingte Störungen der Druckhomogenität führen jedenfalls zur H_2O -Anreicherung im höheren Niveau magmatischer Massen, mögen diese nun subkrustal oder intrakrustal gelegen sein. Andererseits erfahren infolge der Abgabe von H_2O und darin gelösten Stoffen sowie anderen leichtflüchtigen Bestandteilen die an der Bildung femischer Komponenten beteiligten Stoffe eine Zunahme, die gegebenenfalls durch gravitatives Zuwandern einer Kristallphase aus dem oberen Niveau verstärkt wird.

Nehmen wir, zum Zweck eines allgemeinen Überblicks möglichst vereinfacht, an, der einer Sättigung entsprechende ursprüngliche H_2O -Gehalt des Magmas sei 6% gewesen, die Volumina der aufnehmenden und abgebenden Zone verhielten sich wie 1:2 und infolge Druckverminderung würden 2% H_2O frei. Dann nimmt die höhere Zone $2 \cdot 2\% = 4\% H_2O$ auf, in ihr steigt also H_2O auf 10%, während es in der tieferen auf 4% zurückgeht.

Welche Stoffe im freiwerdenden H_2O gelöst sind, wird zum Teil von der Zusammensetzung des Magmas abhängen, wahrscheinlich aber SiO_2 und Alkalien in erster Linie. Ihr prozentualer Anteil wird in der oberen Zone, der prozentuale Anteil an FeO , MgO und CaO in der tieferen Zone zunehmen, jene wird, wenn wir etwa von einer granitischen Zusammensetzung ausgehen, aplitischem Charakter, diese lamprophyrischem sich nähern. Ob Lamprophyre auf diesem Weg entstehen können, hängt vom ursprünglichen H_2O -Gehalt sowie von dessen Verteilung nach der Anpassung an die neuen PT-Bedingungen ab, die zugleich die Löslichkeits- und Sättigungsverhältnisse bestimmen. Wenn T hoch genug ist und genügend H_2O in dem tieferen Magmateil gelöst bleibt, dürften die Voraussetzungen zur erforderlichen Biotit- oder Hornblendebildung jedenfalls gegeben sein.

Von den Verhältnissen, wie sie sich im Chemismus und Mineralbestand der Weilburgite widerspiegeln, weicht die hier skizzierte Entwicklung nicht nur darin ab, daß sie einem niedrigeren T-Bereich angehört, sondern auch in anderer, im bisherigen verschiedentlich gestreifter Beziehung. Ergänzende Bemerkungen finden sich auch an späterer Stelle (S. 136 und 140). Hier sei nur nochmals auf die wesentliche Bedeutung hingewiesen, die im fraglichen Temperaturbereich der hydrolytischen Spaltung zugeschrieben werden muß.

Nach Bindung der Alkalien im Feldspat bestand die Lösung hauptsächlich aus H_2O , SiO_2 , MgO , FeO und Al_2O_3 , von deren ungefährem Mengenverhältnis die im Chlorit vereinigten Beträge eine gewisse Vorstellung vermitteln, sagen wir also etwa 33 H_2O , 24 SiO_2 , 35 $MgO + FeO$ und 8 Al_2O_3 . Im System $SiO_2 - Al_2O_3 - MgO$ [77] gäbe das in Mol-% rund 54% Olivin, 30% wasserfreien Cordierit ($2 Mg, Fe O \cdot 2 Al_2O_3 \cdot 5 SiO_2$) und 16% Spinell (das als Fe^{II} berücksichtigte Fe^{III} würde ausreichen, um $MgAl_2O_4$ durch Fe_3O_4 zu ersetzen), die entsprechende H_2O -Menge wäre etwa 49 Mol H_2O . Es ist damit nicht gesagt, daß Olivin oder Cordierit einzeln, und weniger noch, daß sie gemeinsam in einem frühen Entwicklungsstadium wirklich zur Ausscheidung kamen. Olivin unterliegt, zumal in Gegenwart geringer CO_2 -Mengen hydrolytischer Zersetzung außer-

ordentlich leicht. Bezuglich des Cordierits könnte man etwa aus seiner Neigung zur Pseudomorphosierung durch Chlorit und Muskovit gleiches vermuten. Die Tatsache jedoch, daß in den mehreren hundert untersuchten Schliffen nicht die Spur einer an Olivin (oder Cordierit) erinnernden Umgrenzung beobachtet wurde, spricht nicht für deren Frühkristallisation und spätere Verdrängung. Wollte man aber das Fehlen von Eigenformen etwa mit einer späteren Durchbewegung der Gesteine in Verbindung bringen, so ist dem entgegenzuhalten, daß den Feldspaten Anzeichen einer mechanischen Einwirkung absolut fremd sind. Es bleibt also nur die eine Möglichkeit, im Chlorit das unmittelbare Kristallisationsprodukt aus einer flüssigen Phase zu sehen.

g) Mittelwerte, Magmentypus und chemisch vergleichbare Gesteine.

Die Alkalivariabilität der Weilburgite schließt naturgemäß eine Zuordnung zu ein und demselben Magmentypus von vornherein aus. Die Verwendung des auf S. 74 zwecks Berechnung einer mittleren Molekularnorm gebildeten Gesamtmittels der Molekularwerte erfährt dadurch notwendig eine Einschränkung, zumal bei dem Versuch einer chemischen Parallelisierung der Weilburgite mit Magmatiten liquidmagmatischer Entstehung. Bei im übrigen weitgehender Übereinstimmung mit der dominierenden K-Na-Gruppe erhalten wir bei arithmetischer Mittelbildung einen k-Wert von 0,42 für das Gesamtmittel. Dieser Wert gibt jedoch kein zutreffendes Bild vom Verhältnis der Alkalien bzw. vom durchschnittlichen Feldspatcharakter in der überwiegenden Mehrheit der Weilburgite. Das ist bei weitem mehr der Fall, wenn wir statt dessen den k-Wert der Hauptgruppe übernehmen, also auch im Gesamtmittel $k = 0,33$ setzen. Vermutlich würde auch eine Berücksichtigung der quantitativen Verbreitung der 3 Weilburgitgruppen, die trotz der rund etwa 3–4mal so großen Zahl von Analysen aus der K-Na-Gruppe gegenüber der K- bzw. Na-Gruppe nicht hinlänglich zur Geltung kommt, einen ungefähr in dieser Höhe liegenden Wert liefern.

Daß die K-Weilburgite ebenso eindeutig zur Kalireihe gehören wie die Na-Weilburgite zur Natronreihe, folgt zwangsläufig aus deren k-Werten. Innerhalb der K-Na-Gruppe dominiert gleichfalls, und das ist das wesentliche, eindeutige Zugehörigkeit zur Natronreihe. Das berechtigt ohne weiteres dazu, auch die Gesteine mit k-Werten zwischen 0,33 und 0,36 in diese einzubeziehen. Es verbleiben dann noch 2 Fälle mit $k = 0,38$, nämlich Nr. 32 (Steinzlerberg I) und Nr. 36 (Rehbachtal III) und 3 Fälle mit $k > 0,40$, nämlich Nr. 44 (Löhnberger Hütte) mit $k = 0,44$, Nr. 40 (Allendorf I) mit $k = 0,46$ und Nr. 41 (Allendorf II) mit $k = 0,57$. Zum mindesten die an zweiter Stelle genannten gehören zweifellos der Kalireihe an. Wenn sie trotzdem nicht zu den K-Weilburgiten gestellt würden, so war dafür ausschlaggebend, daß sie, mit Ausnahme von Nr. 41, vermöge ihres normativen $Or \leq 50$ außerhalb der Lücke zwischen $Or_{50}Ab_{50}$ und $Or_{70}Ab_{30}$ im Feldspatdreieck Abb. 20 liegen. Im Feldspatdreieck Abb. 20, das den tatsächlichen Mischungsverhältnissen weniger gerecht wird als Abb. 21, rücken zwar auch Nr. 40 und 44 in die Lücke vor, behalten aber ihre enge Anlehnung an das Feldspatfeld der K-Na-Weilburgite. Ob man trotzdem das Allendorfer Vorkommen schon als K-Weilburgit bezeichnet oder nicht, darüber kann man streiten, chemisch muß es ebenso zur Kalireihe gerechnet werden wie das hinter der Löhnberger Hütte.

Tabelle 21. Die Magmentypen der einzelnen Weilburgitgruppen.

	si	al	fm	c	alk	t	k	mg	Magmentypus
K-Na-Weilburgit . . .	128,5	26,0	46,5	10,5	17,0	9,0	0,33	0,42	Mugearitisches bis Na-lamprosenitisch
Na-Weilburgit.	143-122	29-23	54-32	15-5	19-14	9,5	0,22-0,45	0,25-0,60	
Na-Weilburgit.	133,0	27,0	44,5	11,0	17,5	0,12	0,40	0,40	
Mela-Na-syenitisch. . .	144-128	28-25	48-41	13-10	18-15	0,06-0,20	0,30-0,50		
Mugearitisches . . .	140	26,5	39	11,5	23	3,5	0,25	0,3	Teils mehr kamperitisch, teils mehr lamprosenitisch
Mugearitisches . . .	135	24	42	18	16	8,0	0,25	0,6	
Na-lamprosenitisch . . .	135	22	50	13,5	14,5	7,5	0,25	0,6	
K-Weilburgit	149,5	32,0	43,0	4,5	20,5	11,5	0,80	0,38	
K-Weilburgit	126-174	26-37	54-32	12-2	25-15	0,7-0,9	0,3-0,5		
Kamperitisch	150	30	37	11,5	22,5	7,5	0,5	0,4	Na-lamprosenitisch Lamprosommatisch
Lamprosenitisch	150	23	46	13	18	5,0	0,6	0,6	
Lamprosommatisch . . .	135	22,5	46,5	18	13	9,5	0,5	0,6	
Mela-Weilburgit I . . .	117	23,5	57,0	10,0	9,5	14,0	0,27	0,47	Mela-Weilburgit II . . .
Mela-Weilburgit I . . .	110	22,5	59,5	10,5	7,5	15,0	0,30	0,50	
Mela-Weilburgit II . . .	128	24,5	54,0	7,5	14,0	10,0	0,54	0,53	

Die Variabilität beschränkt sich aber nicht auf die k-Werte, sie erstreckt sich ebenso auf die Werte von fm, alk und c und kann dadurch für die Feststellung etwaiger vom Typus abweichender Tendenzen, unter Umständen aber auch für den Magmentypus überhaupt entscheidend sein. Daß diesbezüglich keine Einheitlichkeit besteht, läßt schon der Streubereich der Molekularwerte erwarten.

Die Benutzung der *nach Gruppen getrennten mittleren Molekularwerte* der Tabelle 21 wird also zur Notwendigkeit für eine generelle Charakterisierung der Weilburgite nach ihrem Magmentypus und für vergleichende Betrachtungen. Auch hier wurde aus den mehrfach erwähnten Gründen von der Verwendung von Nr. 30 und 31 bei der Mittelbildung abgesehen. Nicht übersehen werden darf jedoch bei der Beurteilung der Mittelwerte der K-Na-Gruppe die Einbeziehung der obengenannten Fälle mit k-Werten $> 0,36$ und ebensowenig die der Fälle mit fm-Werten > 50 , insbesondere Nr. 40 (Allendorf I) und Nr. 48 (Schellhofskopf Nordseite). Im ganzen beeinflussen sie jedoch den Charakter des Mittels nicht entscheidend. Unter Ausschluß derselben würde man

si	al	fm
140,5	26,0	45,5
c	alk	k
10,5	18,0	0,30
		0,40
10,5	18,0	0,30
		0,40

erhalten. Außer k würden sich also nur al und c etwas ändern und dadurch an die Stelle von $c-t = -1,5$ $c-t = +2,0$ treten.

Als spezifische Eigenart, die für die Gesamtprovinz charakteristisch

ist, bedarf die generelle Neigung zu niedrigen c-Werten der Berücksichtigung, derzufolge die unteren c-Grenzen der Vergleichstypen vielfach erreicht oder gar unterschritten werden. Weiter resultieren daraus allgemein niedrige positive oder negative Werte für $c - t$. Bis auf wenige Ausnahmen tragen die Gesteine ferner ausgesprochen femischen Charakter, schwach femisch ist nur Nr. 25, isofal Nr. 26. Die große Mehrzahl ist schließlich intermediär in bezug auf das $al - alk$ -Verhältnis ($alk \sim \frac{2}{3} al$), ungefähr 20% sind relativ alkalireich (alk deutlich $> \frac{2}{3} alk$), ungefähr 10% relativ alkaliarm (alk deutlich $< \frac{2}{3} al$).

Die K-Na-Weilburgite entsprechen im Mittel und in einem großen Teil der Einzelvertreter dem mugearitischen Magmentypus, wobei allerdings der c-Wert in der Regel nicht unerheblich unter dem des Typus ($c \leq 20$, jedoch nicht sehr niedrig) liegt. Hierin sowie in der Neigung zu relativ hohen fm-Werten machen sich natronlamprosyenitische Tendenzen geltend. Die Gesteine mit $10 > c > 8$ bei gleichzeitigem $fm > 47$ können als Grenztypen angesprochen, Nr. 48 mit $c < 8$ und $fm = 52$ muß wohl als natronlamprosyenitisch bezeichnet werden. Wie im Mittel, so ist auch in den meisten Einzelgesteinen k etwas höher, mg niedriger als die Werte beider Typen. Der Chemismus von Nr. 32 (Steinzlerberg I) erhält durch sein Alkaliverhältnis ($k = 0,38$) eine Zwischenstellung zwischen dem melanatronsyenitischen Typus der Natronreihe und dem si-kamperitischen Typus der Kalireihe. Nr. 41 (Allendorf II) läßt sich ohne Schwierigkeit dem lamprosyenitischen Magmentypus unterstellen. Nr. 44 (Löhnberger Hütte) wäre trotz seines die obere Typengrenze etwas übersteigenden alk-Betrages noch mit dem lamprosommaitischen Magmentypus zu vereinbaren. Bei Nr. 40 (Allendorf I) steht das mit 6,4 weit unter dem Typenwert liegende c einer gleichen Zuordnung im Wege, das Gestein schließt sich auch in dieser Beziehung den K-Weilburgiten an. Gleiches gilt für Nr. 36 (Rehbachtal III), in dem c sogar nur den Wert 3,7 erreicht, und das gemeinsam mit dem Kaliweilburgit Nr. 29 (Rehbachtal I) eine lokale Eigentümlichkeit der Rehbachtal-Weilburgite kennzeichnet. Unter den Kalimagmen entsprechender si-Stufe gibt es keinen derart c-armen Typus, mit dem der Chemismus von Nr. 40, 36 und 29 vergleichbar wäre. Durch die Alkali-variabilität, die selbständige Verschiebung von Fe und Mg und die Si-Mobilität (vgl. z. B. Rehbachtal-Gesteine mit $si 223-144$ etwa) treten Verhältnisse ein, die in ihrer allgemeinen Wirkung denen einer Assimilation festen Materials ähneln, dem Magma lokal anormale Züge aufprägen können, aber in den Mittelwerten mehr oder weniger verschwinden.

Den Kaliweilburgit von Ernsthäusen (Nr. 25) hat NIGGLI [70] dem kamperitischen, TRÖGER [91] dem lamprosyenitischen Magmentypus zugewiesen. Ersteres erscheint mir im Hinblick auf den alk-Wert in erster Linie, aber ebenso auf al und, wenn man will, auf c zutreffender. Auch der durchschnittliche K-Weilburgit ist mehr kamperitisch als lamprosyenitisch, obschon in ihm alk sich stark der unteren Grenze der Typenwerte (nach NIGGLI 27,5–20) nähert, während umgekehrt fm näher an deren oberer Grenze (nach NIGGLI 45–35) liegt. In bezug auf den lamprosyenitischen Magmentypus ($alk 22,5-15$, $fm 51-41$) verhält es sich gerade umgekehrt, jedoch auch al des mittleren K-Weilburgits paßt besser zu kamperitisch. Ferner ist zu beachten, daß das fm-Mittel unter Einschluß von Nr. 29 mit $fm > 50$ gebildet ist, und hohes fm bildet letzten Endes ein charakteristisches Merkmal für lamproitische Magmen. Schon aus dem Streubereich

von fm der *K-Weilburgite* geht hervor, daß sie *teils mehr kamperitischen, teils mehr lamprosyenitischen Chemismus* besitzen. Nr. 28 (Biemenkopf) und Nr. 27 (Schellhofskopf) verkörpern den Übergangscharakter kamperitisch-lamprosyenitisch. Das isofale Gestein Nr. 26 (Biskirchen) steht ganz auf der Seite des kamperitischen, dagegen Nr. 29 (Rehbachtal) ganz auf der des lamprosyenitischen Chemismus.

Der Umstand, daß die k-Werte der *melanokraten Weilburgite* zwischen 0,23 und 0,74 differieren, schließt die Bildung eines einzigen Mittels für den Melatypus aus. Das Mittel I der Tabelle stützt sich auf Nr. 48 (Schellhofskopf Nordseite) sowie die beiden Analysen des Schellhofskopf-Hauptgestein (Nr. 55 und 56), das Mittel II auf das Gestein unweit der Hauslei (Nr. 54) sowie auf Nr. 40 (Alendorf I) und Nr. 29 (Rehbachtal I). Außerdem ist unter Ia das Mittel der beiden Hauptgesteinssvarietäten vom Schellhofskopf gesondert angegeben. Trotz des die untere Typengrenze nicht ganz erreichenden alk-Wertes kommt für I eine andere als natronlamprosyenitische Kennzeichnung nicht in Frage. In Ia weisen noch niedrigeres alk, gleichzeitiges Entfernen des k-Wertes von dem des Typus sowie fm oberhalb der oberen Typengrenze (fm = 57) auf bestimmte, bei der Entstehung des Hauptgestein wirksame Faktoren, was ja auch durch die abseitige Lage der Projektionspunkte in den LMQ-Dreiecken (Abb. 23 und 24) angedeutet wird. Das Mittel II dagegen kann nur dem lamprosommaitischen Magmentypus unterstellt werden. Der die untere Grenze des normalen c-Bereichs (nach NIGGLI 20–10) nicht erreichende c-Wert muß als Ausdruck der provinziellen Eigenart gelten. Bemerkenswert ist, daß zumal beim Mittel I der fm-Unterschied gegenüber einem Teil der K-Na-Gruppe angehörenden Gesteine im Magmentypus sich nicht

Tabelle 22. Molekularzahlen verschiedener Basalt- und Diabastypen.

Nr.		si	al	fm	c	alk	t	c-t	k	mg	qz
	Weilburgit-Mittel . . .	140,5	28,0	45,5	8,5	18,0	10,0	-1,5	0,33	0,41	-31,5
I	Plateaubasalt (kontinent.)	114,2	19,2	49,0	25,3	6,5	12,7	12,6	0,14	0,48	-26
II	Plateaubasalt (Hebriden)	99,6	19,3	51,0	21,7	8,0	11,3	10,4	0,09	0,56	-32
III	Essexitbasalt (Stöffel) .	94,2	16,3	56,4	19,7	7,6	8,7	11,0	0,29	0,65	-39,2
IV	Alkalibasalt (Meißner) . .	95,0	16,5	50,0	21,5	12,0	4,5	17,0	0,26	0,66	-40
V	Atlantit-Mittel	88,0	18,6	46,8	26,6	8,0	10,6	16,0	0,23	0,54	-44
VI	Diabas (Kinnekuhle) . .	120,0	22,5	50,0	20,0	7,5	15,0	5,0	0,26	0,49	-10
VII	Alkalidiabas (Lahngebiet)	131,0	23,4	40,5	23,8	12,3	11,1	12,7	0,10	0,36	-18,2
VIII	Alkalidiabas (Leun) . . .	108,9	21,9	46,1	22,2	9,8	12,1	10,1	0,16	0,53	-19,2
IX	Theralithdiabas (Harz) .	97,0	18,5	48,0	24,0	9,5	9,0	15,0	0,23	0,47	-41

I Kontinentaler Plateaubasalt (Mittel aus 30 Analysen) nach R. A. DALY, 1944.

II Hebriden-Plateaubasalt (Mittel aus 3 Analysen) nach W. Q. KENNEDY, 1931.

III Essexitbasalt (Mittel aus 2 Analysen) Stöffel, südwestlich Marienberg, Westerwald.

IV Alkalibasalt (TRÖGER Nr. 381), Friedrich-Stolln, Meißner, südöstlich Kassel, Hessen-Nassau.

V Atlantit (Mittel aus 6 Analysen), Rungwe-Vulkangebiet, Nordende des Nyassa.

VI Diabas (TRÖGER Nr. 390), Kinnekuhle, südlich Wenern-See, Schweden.

VII Alkalidiabas, Ostfuß des Rühlbäckskopfs im unteren Helgenbachtal, westnordwestlich Leun (Bl. Braunfels).

VIII Alkalidiabas, Straße Altenkirchen—Ernsthausen, etwa 500 m vor der Abzweigung der Straße durch das Möttbachtal bei Philippstein (Bl. Weilmünster).

IX Theralithdiabas (TRÖGER Nr. 396), Osteröder Rinderstall, Bruchberg bei Andreasberg, Harz.

auswirkt, ein Zeichen dafür, daß dem *Melatypus* nicht die gleiche Bedeutung kommt wie den drei nach dem Alkaliverhältnis unterschiedenen übrigen Gruppen.

Den ermittelten Durchschnittsschemismus wollen wir im folgenden einigen vergleichenden Betrachtungen zugrunde legen. Das Verhältnis zu Basalten und Diabasen verschiedener Zusammensetzung möge vorstehende Tabelle 22 erläutern, die keines näheren Kommentars bedarf. Hingewiesen sei nur auf die allgemein relativ hohen positiven Werte von c – t, die in den Weilburgiten nur dort erreicht werden, wo innerhalb der Reaktionshöfe um „Mandeln“ oder in Schlieren sichtbare oder versteckte Augitbildung vorliegt. In der überwiegenden Mehrzahl der Weilburgite variiert c – t zwischen ± 3, die wenigen Fälle mit höheren Werten wurden an früherer Stelle diskutiert. Augit neben Kalknatronfeldspat führen insbesondere auch die in die Tabelle aufgenommenen Alkalidiabase aus dem Lahngebiet, die sehr wahrscheinlich einer höchstens frühkulmischen magmatischen Phase angehören. Beide Vorkommen hat AHLBURG als „körnige gang- und stockförmig im Oberdevon auftretende Diabase“ aufgefaßt. Die Existenz dieser von den Weilburgiten durch mehr oder weniger grobkristalline Struktur auch äußerlich verschiedenen Alkalidiabase spricht gleichfalls dagegen, die Weilburgite als albitisierte Diabase zu deuten. Die beiden Gesteinsgruppen sind nicht aus demselben Magma hervorgegangen, bzw. entstammen nicht dem gleichen Magmaherd.

Wesentlich näher stehen die Weilburgite in ihrem Chemismus den Gesteinen vom Typus Marloesit-Skomerit-Macedonit, die TRÖGER zutreffend unter dem Namen dunkle Natrontrachyte zusammengefaßt hat (Tabelle 23). Die stärkste

Tabelle 23. Molekularwerte und Molekularbasis von Marloesit, Macedonit und Mugearit zum Vergleich mit dem Durchschnitt der Gesamtweilburgite und der K-Na-Weilburgite (A_1 ohne, A_2 mit Abzug von CaCO_3).

Nr.		Molekularwerte									
		si	al	fm	c	alk	t	c – t	k	mg	qz
	Weilburgit-Mittel	140,5	28,0	45,5	8,5	18,0	10,0	—	1,5	0,33	0,41
A	Marloesit . . .	144,2	27,7	41,5	12,5	18,3	9,4	+	3,1	0,25	0,47
B	Macedonit . . .	157,2	29,4	38,0	15,4	17,2	12,2	+	3,2	0,39	0,34
C	Mugearit . . .	134,5	25,8	41,6	15,3	17,3	8,5	+	6,8	0,21	0,30
D	Mugearit . . .	135,7	23,2	41,1	22,0	13,7	9,5	+	12,5	0,19	0,27

Nr.		Molekularbasis											
		Kp	Ne	Cal	C	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M
	Weilburgit-Mittel	12,3	24,6	8,8	1,0	—	9,7	13,5	2,2	27,9	45,7	26,4	27,9
A ₁	Marloesit . . .	9,4	28,0	9,7	—	1,1	10,0	6,9	4,3	1,3	29,3	47,1	23,6
A ₂	Marloesit . . .	9,8	29,0	3,0	4,7	—	9,7	7,1	4,4	1,3	31,0	41,8	27,2
B	Macedonit . . .	13,2	20,8	9,7	1,5	—	6,3	7,0	5,5	2,0	34,0	43,7	22,3
C	Mugearit . . .	8,0	29,8	9,3	—	0,7	6,6	9,3	6,7	1,4	28,2	47,1	24,7
D	Mugearit . . .	5,9	24,4	10,3	—	4,7	6,1	11,5	4,9	1,8	30,4	40,6	29,0

A Marloesit (TRÖGER Nr. 214), Martins Haven, Marloes, Pembrokeshire, Wales.

B Macedonit (TRÖGER Nr. 217), Spring Mound, Macedon, nordwestlich Melbourne, Victoria.

C Mugearit (TRÖGER Nr. 290), Druim na Criche, südlich Mugeary, Portree, Insel Skye, Schottland.

D Mugearit (H. H. THOMAS, Quart. Jour. Geol. Soc. 67, 1911), Skomer Island, Pembrokeshire, Wales.

Abweichung ist im Gehalt von $H_2O +$ zu konstatieren, daß in den Weilburgiten nur ausnahmsweise unter 3 Gew.-% absinkt (Nr. 25, 32, 33). Um so bemerkenswerter erscheint die unterschiedliche mineralogische Ausbildung in beiden Fällen. Marloesit und Macedonit entstanden offenbar unter im ganzen normalen Erstarrungsbedingungen im liquidmagmatischen Bereich, jedenfalls entspricht dem ihr Mineralbestand, der beim Marloesit und Skomerit neben den Natron- und Kalinatronfeldspaten Augit und Olivin, zum Teil auch eine braune Hornblende aufweist, beim Macedonit außerdem Biotit und einen geringen Betrag an Kalknatronfeldspat (von TRÖGER berechnet 5 Gew.-% $Ab_{64}An_{30}Or_{06}$), ebenso wie deren im allgemeinen normalporphyrische Ausbildung. Daß in der Basis des Macedonits freies Al_2O_3 (C) erscheint, in den Molekularwerten dagegen $c - t$ positiv ist, beruht auf dem Abzug des relativ reichlichen Apatits ($P_2O_5 = 1,28$ Gew.-%). Gleiches Verfahren bei Berechnung der Molekularwerte würde ergeben: $al = 31,1$, $fm = 40,2$, $c = 10,5$, $alk = 18,2$, mithin $t = 12,9$ und $c - t = -2,4$. Skomerit und Marloesit sind, analog den Weilburgiten, mit Keratophyr und Natrontrachyt assoziiert und die Bemerkung von THOMAS [88] "if the term kerytophyre were used in the sense in which Prof. ROSENBUSCH uses it, all the rocks so far described would have been included thereunder", ist nicht ohne Interesse.

Der *Mugearit*, der übrigens auch auf Skomer und Grassholm die Skomerite und Marloesite begleitet, unterscheidet sich von diesen hauptsächlich darin, daß Oligoklas (nach HARKERS Berechnung $Ab_{78}An_{22}$) an die Stelle des reinen Albits tritt. Daraus resultieren die gegenüber dem Weilburgitmittel etwas höheren c- und etwas niedrigeren alk-Werte. Infolge des Cp-Abzuges macht sich in Ne bzw. Cal und Cs dieser Unterschied weniger stark bemerkbar, aber es ist doch klar, daß auch die Mugearite, die TRÖGER nicht mehr als dunkle Natrontrachyte, sondern als orthoklasführende Olivin-Andesite mit trachytoider Struktur kennzeichnet, sich nicht ohne gewisse Einschränkung den Weilburgiten zur Seite stellen lassen, wenn wir deren mineralogischen Aufbau berücksichtigen, der sich nach HARKER aus 57 $Ab_{78}An_{22}$, 26 Olivin \pm Augit + Magnetit, 13 Or und 4 Apatit (Gew.-%) zusammensetzt. Im Chemismus allerdings geht die Übereinstimmung recht weit, zumal mit einzelnen Beispielen wie Nr. 47 (südwestlich Bonbaden) oder Nr. 34 (Riemannstollen). Was wir dem Vergleich entnehmen können, ist vor allem der Hinweis darauf, welcher Mineralbestand *normalerweise* aus der Kristallisation eines Magmas weilburgitischer Zusammensetzung hervorgehen müßte.

Die der *Kalireihe zugehörigen Weilburgite* (einschließlich Nr. 40, 41 und 44) lassen sich in chemischer Hinsicht natürlich nicht mit den Marloesiten und Mugeariten vergleichen, soviel läßt sich indessen voraussehen, daß als etwaige Analoga vor allem Gesteine in Frage kommen, die in ihren Grundzügen durch Vorherrschaft an Kalifeldspat und relativen Reichtum an Mg-Fe-Verbindungen, dagegen durch Fehlen bzw. starkes Zurücktreten von Quarz und Kalknatronfeldspat gekennzeichnet sind. Gesteine syenitischen Grundcharakters, die zugleich melanokrat und plagioklasarm sind, sind nicht eben häufig. Beispielsweise nähert sich bei den Ciminiten, an die man zunächst denken möchte, c bereits stark Werten um 20 und nach WASHINGTONS volumetrischer Bestimmung führen sie außer 51% Na-haltigem Sanidin 13% $Ab_{34}An_{66}$. Sie kommen aus diesem Grunde erst in zweiter Reihe als Vergleichstypen in Betracht. Wir dürfen aber nicht

übersehen, daß in dem fraglichen, an der SiO_2 -Sättigungsgrenze gelegenen Bereich schon geringe Stoffverschiebungen sich mineralogisch verhältnismäßig stark auswirken können.

Des weiteren bestehen innerhalb einer alle Weilburgite mit $k > 0,40$ zusammenfassenden Serie Unterschiede, vor allem in den si- und alk-Werten, die zu Vergleichszwecken eine Trennung in 2 Gruppen ratsam erscheinen lassen. Die eine Gruppe mit hohem alk und si umfaßt die Gesteine Nr. 25, 26, 27, 28 und 31, sie ergibt abzüglich Apatit, Pyrit und Karbonat als mittlere Molekularnorm-Variante rund 69% L_v , 29% M_v (einschließlich Tn und Ru) und 2% Q_v . Für die zweite Gruppe, umfassend die Gesteine Nr. 29, 40, 41 und 44, mit durchweg niedrigerem alk und si beträgt das entsprechende Mittel $L_v = 57$, $M_v = 38$ und $Q_v = 7$.

Im Mineralbestand und Chemismus sind es bezeichnenderweise vor allem *biotitreiche Gesteinstypen*, die den Weilburgiten dieser Art nahe kommen, etwa der Kamperit in der ersten, der Durbachit in der zweiten Gruppe. BRÖGGER [7] machte bereits auf die Verwandtschaft des Kamperits mit dem Durbachit ebenso aufmerksam wie auf deren Unterschied im Mengenverhältnis der beiden Hauptkomponenten Feldspat und Biotit. Analoges gilt rein formaliter für die beiden K-Weilburgittypen, nur daß hier Chlorit die Stelle des Biotits einnimmt, also ausschließlich Feldspat Träger des Kaligehalts ist. Zugleich hat BRÖGGER schon darauf hingewiesen, daß der Chemismus des Kamperits an den der Leucitbasalte vom Gaußberg erinnert. Heteromorphiebeziehungen wie Kalifeldspat + Biotit \rightleftharpoons Leucit + Olivin + Magnetit bzw. Plagioklas + Biotit \rightleftharpoons Orthoklas + Nephelin + Augit + Magnetit kommen hierin zum Ausdruck.

So wird es erklärlich, daß in Tabelle 24 die im Chemismus etwa vergleichbaren Beispiele überwiegend von lamprophyrischen Gesteinen gestellt werden. Indessen zumal bei der ersten Gruppe bleibt die Analogie doch eine sehr beschränkte, was vor allem in den Werten $t = al - alk$, $c - t$ und qz in Erscheinung tritt, während in der zweiten Gruppe im allgemeinen nur $c - t$ in etwa demselben Umfang abweicht. Unabhängig davon bleibt jedoch die Frage bestehen, ob im vorliegenden Fall an eine Heteromorphie gedacht werden kann, insbesondere ob die Koexistenz von Kalifeldspat + Chlorit unter den anzunehmenden Bedingungen unmittelbar als solche entstanden ist. Die Assoziationen epizonaler Metamorphose, deren Zustandsbedingungen etwa vergleichbar wären, sprechen nicht dafür. Hier tritt allgemein Serizit an die Stelle des Kalifeldspats. Auch der Biotit wird im allgemeinen durch Serizit + Chlorit ersetzt. Zweifel in dieser Hinsicht erscheinen um so mehr berechtigt, als auch die Betrachtung der Melaweilburgite zu Bedenken in der gleichen Richtung führte, d. h. dahingehend, daß *zwei getrennte Entwicklungsmomente im jetzt vorliegenden Produkt vereinigt sind*.

Wenn letzteres sich bestätigt, dann ist die weitgehende chemische Übereinstimmung der Gruppe 2 der Kaliweilburgite mit Gesteinen lamprophyrischen Charakters letzten Endes, wenn vielleicht auch nur teilweise, der Ausdruck einer Konvergenz. Gleichermaßen mag ebenso für das Verhältnis der K-Na-Weilburgite zu Marloesit und Mugearit zutreffen. Indessen erscheint mir der oben erwähnte Hinweis von THOMAS auf die Keratophyr-Ähnlichkeit der Marloesit-Skomerit-Mugearit-Serie beachtenswert genug, um umgekehrt die Möglichkeit in Erwägung zu ziehen, ob nicht jene Gesteine genetisch den Weilburgiten näher stehen, als man

Tabelle 24. Molekularwerte und Molekularbasis verschiedener Gesteinstypen zum Vergleich mit den Weilburgiten der Kalireihe.

Nr.		Molekularwerte									
		si	al	fm	c	alk	t	c-t	k	mg	qz
	K-Weilburgit Gruppe 1	155	31,0	42,0	5,6	21,4	9,6	- 4,0	0,81	0,38	- 30,6
A	Kamperit	148	29,2	35,9	9,8	25,1	4,1	+ 5,7	0,75	0,50	- 51,6
B	Syenit (Fe-reich) . . .	156,5	26,9	41,0	5,3	25,7	1,2	+ 4,1	0,63	0,24	- 46,3
C	Selagit	163	22,0	47,4	12,6	18,0	4,0	+ 8,6	0,80	0,71	- 9
D	Verit	161	17,1	54,7	10,2	18,0	- 0,9	+ 11,1	0,61	0,75	- 8
	K-Weilburgit Gruppe 2	132,7	25,6	50,0	9,4	15,0	10,6	- 1,2	0,54	0,52	- 27,5
E	Durbachit	130	21,7	48,3	13,7	16,3	5,4	+ 8,3	0,72	0,54	- 35
F	Minette	118	16,2	54,0	14,8	15,0	1,2	+ 13,6	0,59	0,65	- 42
G	Augitminette	126	22,1	51,2	13,2	13,5	8,6	+ 4,6	0,82	0,77	- 28
H	Lamprophyr	123	19,7	56,3	10,7	13,3	6,4	+ 4,3	0,49	0,73	- 30,2
I	Kersantit	145	26,5	47,0	8,5	18,0	8,5	0	0,59	0,58	- 27
K	Leucitbasalt	156,5	22,9	44,4	14,2	18,5	4,4	+ 9,8	0,76	0,59	- 39,7

Nr.		Molekularbasis											
		Kp	Ne	Cal	C	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M
	K-Weilburgit Gruppe 1	33,0	7,8	5,4	2,5	-	7,6	12,4	2,4	29,0	46,2	24,8	29,0
A	Kamperit	37,5	12,7	4,2	-	1,0	8,9	7,8 1,2	0,4	26,3	54,4	19,4	26,2
B	Syenit (Fe-reich) . . .	31,3	18,2	1,2	-	0,3	4,8	7,0 9,0	1,6	26,6	50,7	22,7	26,6
C	Selagit	28,0	7,1	3,7	-	4,2	16,4	4,2 2,5	1,8	32,1	38,8	29,1	32,1
D	Verit	21,7	12,3	0,8	-	5,0	25,8	5,8 1,9	1,4	25,3	34,8	39,9	25,3
	K-Weilburgit Gruppe 2	17,4	14,9	10,1	0,8	-	14,0	12,9	2,0	27,9	42,2	29,7	27,9
E	Durbachit	26,3	10,2	6,0	-	3,2	17,2	5,2 4,4	1,2	26,3	42,5	30,2	26,3
F	Minette	21,5	15,2	1,4	-	5,2	21,6	10,2 1,2	0,5	23,2	38,1	38,7	23,2
G	Augitminette	25,4	5,6	9,7	-	1,4	22,5	4,2 2,5	1,2	27,5	40,7	31,8	27,5
H	Lamprophyr	14,9	16,2	7,4	-	2,1	24,3	5,8 3,0	0,5	25,8	38,5	35,7	25,8
I	Kersantit	22,3	15,8	3,0	3,9	-	14,1	8,9 1,5	0,6	29,9	41,1	29,0	29,9
K	Leucitbasalt	30,8	9,6	4,7	-	4,2	13,3	3,5 7,4	0,6	25,9	45,1	29,0	25,9

A Kamperit (TRÖGER: glimmerreiche Minette), Kamperhoug, Fjordgebiet, Telemarken, Norwegen.

B Syenit (Fe-reich), Väckoman, Gellivara, Schweden.

C Selagit (TRÖGER: mesotyper Biotit-Trachyt), Monte Catini, südwestlich Volterra, Toscana.

D Verit (TRÖGER: Hyalo-Olivin-Lamproit), Fortuna, Murcia, Spanien.

E Durbachit (TRÖGER: mesotyper Biotit-Hornblende-Syenit), Durbach, nordöstlich Offenburg, Schwarzwald.

F Minette, Weinheim, Odenwald.

G Augitminette, Plauenischer Grund bei Dresden.

H Lamprophyr, Cottonwood Creek, Montana, USA.

I Kersantit, Piz Miez, Gotthardmassiv, Schweiz.

K Leucitbasalt, Gaußberg, Kaiser-Wilhelm II-Land, Antarktis.

auf Grund des mineralogischen Charakters annehmen möchte. Auch jene sind ja mit Gesteinen von echt keratophyrischem Chemismus („soda-trachyte“ und „soda-rhyolite“) einerseits, mit „Spiliten“ andererseits vergesellschaftet. Es erscheint also durchaus nicht ausgeschlossen, daß ähnliche Eigentümlichkeiten eine Rolle spielen wie bei den augithaltigen Weilburgiten bei Riemannstollen und Lützendorf oder bei den biotithaltigen Typen westnordwestlich Allendorf

(Nr. 39), Löhner Hütte (Nr. 44), Lützendorf I (Nr. 45) und Rehbachtal I (Nr. 29). Relativ geringe Bedingungsänderungen genügten offenbar, um das eine oder andere eintreten zu lassen. Es ist ja außerdem merkwürdig, daß wir unter den Trachyten dem Typus Marloesit-Mugearit nur selten begegnen. Vielleicht geben diese Bemerkungen Anlaß, jene Gesteinsassoziation von Pembrokeshire erneut zu prüfen.

III. Die Augitweilburgite und ihr Verhältnis zu den Normalweilburgiten.

Die Frage, welche Rolle den in einem großen Teil der Weilburgite vorhandenen, wenn auch ungleichmäßig verteilten Karbonaten zukommt, ist in mehr als einer Beziehung eine Kernfrage im Weilburgitproblem. Von der Entscheidung über ihre magmaeigene oder magmafremde Natur ist die basaltische oder nichtbasaltische Einstufnung der Weilburgite wesentlich abhängig, sie gewährt uns einen Einblick in den Ablauf der magmatischen Entwicklung, aus der der weilburgitische Gesteinscharakter hervorgegangen ist, sie ermöglicht uns Schlüsse auf den Temperaturbereich, in dem die Weilburgitbildung sich vollzogen hat, und sie liefert uns Anhaltspunkte für die geologische Gliederung und Altersstellung des devonischen Magmatismus im Lahngebiet. Die richtige Beurteilung der Weilburgite besitzt aber weit mehr als nur lokales Interesse. Ähnliche Voraussetzungen haben anscheinend an vielen Stellen der Erde vorgelegen und zu ähnlicher Entwicklung geführt, wie wir aus der Assoziation Keratophyr-Weilburgit schließen dürfen. Die Beantwortung der Ausgangsfrage und die Aufklärung des Verhältnisses zwischen silikatischem und karbonatischem Anteil in den Weilburgiten sind in allen diesen Einzelfragen teils direkt, teils indirekt beteiligt. Die in der Überschrift genannte Sondergruppe weilburgitischer Gesteine soll nachstehend im wesentlichen unter diesem Gesichtspunkt betrachtet werden.

Wenn beispielsweise mit der Weststrecke der 70-m-Sohle auf Grube Theodor im karbonatreichen, schalsteinartig gewordenen Weilburgit eine Kalkscholle angefahren wurde, die in der Kernmasse die dichte Beschaffenheit eines normalen Kalksteins aufwies, randlich aber in kristallinen Kalk überging, so mag das zunächst für eine mehr zufällige Erscheinung angesehen werden. Man mag auch die oft ungewöhnliche Form der „Mandeln“, ihre korrespondierende Begrenzung, ihre Herleitung aus teils mechanischer, teils chemischer Einwirkung des Magmas auf ursprünglich einheitliche Kalkbrocken nicht als beweiskräftig gelten lassen. Aber es dürfte schwer werden, für Schieferfragmente oder Porphyrquarze oder gar Fossilrelikte inmitten des mehr oder weniger stark rekristallisierten Karbonat-inhalts der „Mandeln“ eine andere Erklärung zu finden als die allogener Natur des Karbonats. Wenn ferner der Kern von Pillows einmal von einer kompakten, grobkristallinen Kalkmasse, anderwärts von über faustgroßen Hohlräumen eingenommen wird, in die bis zu 5 cm lange skalenoedrische Calcite hineinragen (Abb. 158*), und wenn nach außen auf diese Kerne in zunehmend weiter werdenden Abständen konzentrische Mandelzonen folgen, was könnte hier anders vorgelegen haben als ein zentraler Kalkeinschluß, wie anders die Erscheinungen zustande gekommen sein als durch dessen Mobilisation, teilweises Auswärtswandern und Verteilen im werdenden Gestein. Vorgänge dieser Art werden vollends offensichtlich im Bereich der „Knollen“ im Schellhofskopf-Gestein durch die schlierge Karbonatverteilung um restliche Karbonatkerne, die dunklen

Reaktionsbezirke, die Begrenzungsform scharf umrissener lokalisierte Mandelbereiche, die oft bizarre Formen der „Mandeln“ usw. Schließlich sei auch nochmals an den vielfach auffallend schroffen Wechsel zwischen karbonatreichen und karbonatarmen, ja -freien Gesteinspartien erinnert. Diese Beweisstücke sind gewiß nicht gleichwertig, aber durch ihr Zusammentreffen und durch ihre vielfache Wiederholung in einer großen Zahl räumlich getrennter Eruptivkörper doch so einsinnig, daß die magmafremde Natur des Karbonats unmöglich noch zweifelhaft sein kann.

1. Die Augitbildung in den Weilburgiten vom Typus Gaudernbach.

Zu den vorgenannten Hinweisen treten nun in manchen Vorkommen mineralische Veränderungen und Neubildungen im unmittelbaren Mandelbereich, die sicherlich nicht auf Kontaktwirkungen von außen zurückgehen, sondern durch Reaktionen des Karbonats mit der umgebenden Weilburgitschmelze entstanden sind, ein undenkbarer Vorgang im Fall der Karbonatausscheidung während der Endphase magmatischer Erstarrung, also wesentlich verschieden von normaler variolithischer Entwicklung. Die allgemeinste Verbreitung als solche Neubildung besitzt *Titanit* oder Leukoxen, der nicht selten förmliche Krusten um den Karbonatkern bildet. Von größerem Interesse ist jedoch der in einem Teil der Weilburgite, und zwar unmittelbar im Bereich der „Karbonatmandeln“ entstandene *titanreiche Augit*. Diese relativ späte und an die Gegenwart von Karbonat gebundene Augitkristallisation läßt darauf schließen, daß wesentlich der Ca-Mangel des Magmas einer früheren Ausscheidung im Wege stand, wie ja auch der Titanit bezeichnenderweise nie die idiomorphe Entwicklung aufweist, wie sie seiner sonstigen frühmagmatischen Kristallisation entspricht. In gewissem Sinn vertritt im Karbonatbereich der Augit den Chlorit. Seine spezifische Eigenart verdankt dieser Weilburgittypus vielleicht nur dem Umstand, daß im Stadium der Kalkaufnahme die Abkühlung weniger weit vorgeschritten war als bei den karbonathaltigen normalen Weilburgiten. Die mehrfach erwähnten dunklen und mikroskopisch nicht auflösbaren Reaktionshöfe um Karbonatmandeln in den letzteren repräsentieren mit größter Wahrscheinlichkeit nichts anderes als eine nicht zu voller Entfaltung gelangte Reaktion gleicher Art wie die mit nachweislicher Augitbildung. Schließlich bedeutet die häufige metasomatische Verdrängung des Karbonats durch Chlorit letzten Endes auch wiederum nur einen noch etwas tieferer Temperatur entsprechenden Schritt auf demselben Wege. Allem Anschein nach bedurfte es nur geringen Temperaturanstiegs, um von dieser ersten Stufe auf jene nachweisbarer Augitbildung, von reiner Substitution zu metamorpher Bildung einer zusätzlichen Kristallphase zu gelangen.

Gesteine mit derartigem karbonatgebundenem Augit, im übrigen vollkommen den Na-Weilburgiten analoger Beschaffenheit besitzen im Raum von Gaudernbach, an der Grenze der Schupbach-Weilburger Massenkalkzone gegen die Limburg-Weilburger Oberdevonmulde AHLBURGS starke Verbreitung. Nach dem besonders typischen, stellenweise Pillows bildenden Material eines Steinbruchs am Südostausgang von Gaudernbach habe ich sie als *Weilburgite vom Gaudernbacher Typus* bezeichnet. Der ausgesprochen stengelige, oft skelettförmige oder dendritische, zu parallelen oder divergentstrahligen Stengelbündeln aggregierte und seiner Farbe nach offenbar sehr titanreiche Augit wird stets von Albit, in wech-

selndem Umfang auch von Chlorit und Erz, etwas Titanit und gelegentlich Quarz, ganz vereinzelt von einem Aggregat winziger mit idiomorphen terminalen Formen in das Zentrum der Mandeln hineinragender Epidotkristallchen begleitet. In der karbonatreichen, unter Umständen fast ganz aus marmorisiertem Kalk bestehenden, gewöhnlich daneben Chlorit, Quarz oder auch Albit enthaltenden Wulst-Zwischenmasse kann Epidot lokal reichlicher werden. Hier wurde vereinzelt auch ein allotriomorpher brauner Granat angetroffen. In einem großen Steinbruch etwa 1,5 km nordostwärts Gaudernbach, an der neuen Straße Weilburg — Runkel besteht, ähnlich wie bei Ernsthausen, das Zwischenmittel der Pillows vorwiegend aus Chlorit-Eisenoxydgemischen (58,3% Fe₂O₃). Überhaupt spielt Fe in diesen Gesteinen eine relativ große Rolle: das Karbonat der „Mandeln“ ist oft rot umsäumt oder ganz mit Eisenoxyd imprägniert. Im gleichen Vorkommen unterliegt auch die Augitführung in den einzelnen Gesteinspartien nach Menge und Verhältnis zum Karbonat häufigem Wechsel. An manchen Stellen fehlt Augit ganz, an anderen ist er in stengeliger Ausbildung an Karbonat gebunden, an anderen wieder verschwindet das Karbonat bis auf winzige Reste, die Stengelbündel schließen sich enger zusammen und werden zum einheitlichen Kristall. Die Stufen solcher Entwicklung sind jedoch so klar zu verfolgen, daß die Bindung auch der scheinbar vom Karbonat unabhängigen Augitbildung an ursprüngliche Karbonatgegenwart nicht zweifelhaft sein kann. Ferner geht aus dieser räumlichen Verbindung augitführenden und völlig normalweilburgitischen Gesteins klar hervor, daß allein die Tatsache der Augitführung nicht notwendig ein anderes Magma bedingt, eine Feststellung, die wir bereits beim Weilburgit vom Riemannstollen (Nr. 34) machen konnten.

Die mit diesen Vorgängen verbundene Änderung im weilburgitischen Chemismus muß nach alledem in erster Linie den CaO-Gehalt betreffen. Das wird durch nachstehende Analyse Nr. 59 bestätigt.

Tabelle 25. Nr. 59. Augitführender Weilburgit (Gaudernbacher Typus). Steinbruch Südostausgang von Gaudernbach, an der Straße nach Wirbelau. Anal. H. Götz.

Gew.- %	Mol-%		Molekularwerte		Basis	Molekularnorm		
	a	b	a	b			1	2
SiO ₂	39,18	45,01	36,95	si	116,7	92,6	Kp	0,6
TiO ₂	1,76	1,52	1,25	ti	3,9	3,1	Ne	24,7
P ₂ O ₅	0,28	0,14	0,11	p	0,4	0,4	Cal	13,5
Al ₂ O ₃	12,57	8,51	6,98	h	42,7	33,3	Cs	4,0
Fe ₂ O ₃	4,14	1,79	1,47	co ₂	—	22,0	Fo	13,3
FeO	6,48	6,22	5,11				En	10,4
MnO	0,13	0,12	0,10	al	22,05	17,19	Fa	9,7
MgO	5,02	8,59	7,05	fm	47,99	37,40	Fs	5,6
CaO	14,94	7,47	15,09	c	19,35	37,14	Ru	1,6
Na ₂ O	3,58	3,99	3,27	alk	10,61	8,27	Q	27,0
K ₂ O	0,14	0,10	0,08				At	—
H ₂ O+	4,30	16,47	13,52	t	11,4	8,9	L	38,8
H ₂ O-	0,50	—	—	c-t	7,9	28,2	M	34,2
CO ₂	6,96	—	8,96				Ru	1,6
S ₂	0,06	0,07	0,06	k	0,02	0,02	Q	0,0
	100,04	100,00	100,00	mg	0,46	0,46	π	0,35
S ₂ = O	0,02						Cc	22,5
	100,02			qz	-25,8	-40,5	Cp	0,7
D	2,85						Pr	0,1

Nach den vorausgeschickten Bemerkungen zur Karbonatführung ist also die Beurteilung der chemischen Zusammensetzung unter Abzug des noch verbliebenen Karbonats im vorliegenden Fall nicht weniger berechtigt als bei den augitfreien Weilburgiten. Als Unterlagen ergeben sich dann die in Tabelle 25 unter a aufgeführten Daten. Der im wesentlichen mugearitische Chemismus des Normalweilburgits wird danach durch teilweise Karbonatassimilation und Bindung einer entsprechenden Ca-Menge im Augit in einen typisch essexitgabbroiden Chemismus überführt, wobei allerdings vom H_2O -Gehalt in beiden Fällen abgesehen ist. Als Molekularnorm erhalten wir die Werte unter 1 bei der üblichen Berechnung, die Werte unter 2, wenn wir vom wahrscheinlichen modalen An-Gehalt des Feldspats ausgehen und die Ersetzung des Olivins durch Chlorit berücksichtigen.

Demgegenüber stößt die Zuordnung zu einem der normalen Magmentypen ohne vorherigen Karbonatabzug allgemein auf Schwierigkeiten. Für das analysierte Material des Gaudernbacher Gesteins (Daten unter b der Tabelle 25) machen sie sich noch relativ wenig bemerkbar, die Molekularwerte sind mit denen des c-gabbrotheralithischen Typus eben noch verträglich. In anderen Beispielen ist das um so weniger der Fall, je mehr Karbonat sie enthalten. Nachstehende Zusammenstellung veranschaulicht das.

	si	al	fm	c	alk	k	Magmentypus
Nr. 59 Gaudernbach	92,6	17,19	37,40	37,14	8,27	0,02	c-gabbrotheralithisch
Nr. 53 Balduinstein	121,4	23,58	34,21	27,20	15,01	0,06	gabbromelteigitisch
Nr. 33 Steinzlerberg II	50,0	9,56	17,54	65,90	7,00	0,32	kein Magmentypus vorhanden
Nr. 41 O. Allendorf II	79,1	13,80	25,65	51,94	8,61	0,57	shonkininitmissouritisch
Nr. 28 Biemenkopf	93,3	16,38	29,87	41,71	12,04	0,83	aber c höher, fm niedriger

Ebenso wie in dem sprunghaften Wechsel der Karbonatführung auf engem Raum darf man in dieser Feststellung eine Bestätigung für die Fremdnatur des Karbonats sehen.

2. Die Augitweilburgite.

An die Weilburgite des Gaudernbacher Typus schließt sich eine Gruppe von augitführenden Gesteinen an, von jenen phänomenologisch nur dadurch unterschieden, daß der Augit keine unmittelbare Abhängigkeit von Karbonat erkennen läßt, sondern in kleinen, einheitlichen, meist idiomorphen Kristallen gleichmäßig im Gestein verteilt ist. Die Gesteine sind nach den derzeitigen Aufschlüssen zu urteilen, überhaupt karbonatarm, meist sogar karbonatfrei. Auch Epidot ist ihnen, soweit ich beobachten konnte, fremd. Niedriger Kaligehalt bildet allem Anschein nach ein weiteres gemeinsames Merkmal. Der Feldspat trägt im wesentlichen den Charakter eines Natron- bzw. Kalinatronfeldspats mit höchstens 10% An. Gegenüber dem Augit ist der Chlorit zweifellos späteres Kristallisationsprodukt, steht jedoch mit ihm in keinem Zusammenhang, eine wesentliche Bestätigung seiner Selbständigkeit auch in den Normalweilburgiten.

In größerer Häufigkeit begegnen wir derartigen Gesteinen wiederum nur im Raum Langhecke—Münster—Laubuseschbach—Blessenbach, also im Schiefergebiet der südlichen Randzone, sonst bleiben sie anscheinend auf kleinere Einzelvorkommen beschränkt. Geologisch gehört wohl zu dieser Gruppe, die ich kurz

als „Langhecker Typus“ bezeichnen will, auch das extrem augitreiche Gestein vom Steimelskopf nördlich Arfurt („Arfurter Typus“). In ihm dominiert der Augit über den Chlorit, sein Gesamtcharakter ist wesentlich melanokrater als der der hier zunächst zur Diskussion stehenden Gesteine.

Der chemische Charakter dieses Langhecker Typus (Tabelle 26) steht der mineralogischen Ausbildung an Gleichmäßigkeit nicht nach. Er unterscheidet sich auch von dem des Gaudernbacher Typus nicht nennenswert. Bei gleicher Zugehörigkeit zum essexitgabbroiden Magmentypus bilden wesentlich höhere fm-Werte doch ein abweichendes Merkmal gegenüber dem Gaudernbacher Vorkommen. Der größere Augitreichtum vor allem bedingt die Zunahme der Mafite und den melanokraten Allgemeincharakter, bei Gaudernbach ist Augit mit 15–20%, in den Augitweilburgiten mit über 30% an den mafitischen Komponenten beteiligt. Die prozentuale Chloritmenge im gesamten Gestein dagegen variiert nur wenig (Tabelle 27).

Die Molekularnorm-Variante wurde unter Annahme von Ab:An $\sim 10:1$ berechnet, ferner TiO_2 und SiO_2 zusammengefaßt. Letzteres erscheint im Hinblick darauf berechtigt, daß Titanit bzw. Leukoxen in den Augitweilburgiten allgemein nicht annähernd so stark vertreten sind wie in den Normalweilburgiten, ja man kann sagen, so gut wie ganz fehlen. In den melanokraten Typen vom Schellhofskopf einerseits und vom Steimelskopf andererseits ist dieser Unterschied besonders drastisch.

Tabelle 26. *Chemismus der mesotypen Augitweilburgite (Langhecker Typus).*

Nr.	Gew.-%			Mol.-%			Molekularwerte				Mittel
	60	61	62	60	61	62	60	61	62		
SiO_2	45,48	46,48	48,49	44,05	45,00	46,97	si	108,9	112,8	117,9	113,2
TiO_2	3,81	3,09	2,32	2,77	2,28	1,68	ti	6,9	5,6	4,2	5,5
P_2O_5	0,60	0,60	0,15	0,24	0,24	0,06	p	0,6	0,6	0,1	0,4
Al_2O_3	14,66	13,16	13,97	8,37	7,51	7,94	h	32,6	30,2	31,3	31,3
Fe_2O_3	2,10	2,53	2,66	0,77	0,92	0,97	CO_2	—	0,8	0,1	—
FeO	9,09	8,28	8,73	7,36	6,70	7,04					
MnO	0,15	0,14	0,11	0,12	0,11	0,09	al	20,68	18,81	20,00	20,0
MgO	8,25	7,83	7,58	11,90	11,29	10,90	fm	51,72	49,99	50,40	50,7
CaO	6,87	8,72	7,32	7,13	9,04	7,56	c	17,62	20,90	18,80	19,0
Na_2O	3,38	3,66	4,18	3,17	3,43	3,90	alk	9,98	10,30	10,80	10,3
K_2O	1,40	1,10	0,60	0,87	0,68	0,37					
$H_2O +$	4,09	3,73	3,86	13,20	12,04	12,42	t	10,7	8,5	9,2	9,7
$H_2O -$	0,32	0,34	0,27	—	—	—	c-t	6,9	12,4	9,6	9,3
CO_2	0,00	0,53	0,08	—	0,70	0,10					
S_2	0,05	0,07	0,20	0,05	0,06	0,18	k	0,21	0,17	0,09	0,16
$S_2 -- O$	100,25	100,26	100,52	100,00	100,00	100,00	mg	0,57	0,57	0,54	0,56
	0,01	0,02	0,05								
	100,24	100,24	100,47				qz	—31,0	—28,4	—25,3	—28
D	2,88	2,91	2,87								

- Nr. 60. Alter Steinbruch gegenüber dem Strichenstollen, ostnordöstlich Münster im Laubusbach-Tal (Bl. Villmar-Eisenbach). Anal. J. HOLZNER.
 Nr. 61. Steinbruch etwa 100 m nördlich der Straßenschleife zwischen Arfurt und Runkel, Forstort Obernhain (Bl. Weilburg). Anal. J. HOLZNER.
 Nr. 62. Steinbruch auf der Ostseite des Ulmbachtals, etwa 200 m südsüdöstlich Ulm (Bl. Merenberg). Anal. J. HOLZNER.

Tabelle 27. Basis und Molekularnormen der mesotypen Augitweilburgite.
Molekularbasis.

Nr.	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q	π	γ
60	5,3	19,2	13,1	3,3	18,1	11,2	2,3	2,8	24,7	37,6	37,7	24,7	0,35	0,09
61	4,3	21,0	10,3	6,6	17,3	10,3	2,8	2,3	25,1	35,6	39,3	25,1	0,29	0,18
62	2,3	23,5	11,0	5,4	16,3	10,5	2,8	1,7	26,5	36,8	36,7	26,5	0,30	0,15
Mittel	4,0	21,2	11,5	5,1	17,2	10,7	2,6	2,3	25,4	36,7	37,9	25,4	0,31	0,14

Molekularnorm (Katanorm).

Nr.	Or	Ab	Ne	An	Wo	En	Hy	Fo	Fa	Mt	Ru	Q	Cp	Ce	W
60	8,8	31,5	0,3	21,8	4,4	—	—	18,1	10,0	2,3	2,8	—	1,2	—	13,3
61	7,2	35,0	—	17,2	8,8	2,0	—	15,8	8,9	2,8	2,3	—	1,2	1,4	12,3
62	3,8	38,2	—	18,4	7,2	10,0	—	8,8	9,1	2,8	1,7	—	0,3	0,2	12,4

Molekularnorm-Variante (Epinorm).

Nr.	Or	Ab	An	Wo	En	Hy	At	FeAt	Ant	FeAnt	Mt	Ru	Q
60	8,8	32,0	3,0	12,0	—	22,5	—	18,7	—	—	2,3	—	0,7
	43,8				34,5				18,7		2,3	0,7	
61	7,2	35,0	3,0	14,4	—	22,3	—	14,2	1,1	—	2,8	—	
	45,2				36,7				15,3		2,8	—	
62	3,8	38,2	4,0	13,0	—	22,4	—	14,3	—	—	2,8	1,5	
	46,0				35,4				14,3		2,8	1,5	

Diese Feststellung sowohl wie die weitgehende Übereinstimmung mit dem Chemismus des Gaudernbacher Gesteins könnte man dafür geltend machen, daß auch in den Augitweilburgiten eine Aufnahme und Assimilation von CaCO_3 die Augitbildung verursachte. Dagegen ließe sich einwenden, daß erstens hier offensichtlich $\text{Wo} < \text{En} + \text{Hy}$ ist, im Gegensatz zu Nr. 59, wo auch bei Berücksichtigung des Titanits bzw. Ilmenits $\text{Wo} \sim \text{En} + \text{Hy}$ berechnet wird, und daß zweitens keinerlei Spuren jener Assimilation sichtbar werden. Man könnte beides eventuell mit einem tieferen Niveau der Assimilation und einer daraus folgenden stärkeren Durchmischung und gleichmäßigeren Verteilung des aufgenommenen Materials in Verbindung bringen. Innerhalb des Gesamtherdes könnte trotzdem die Assimilation im Sinne einer räumlichen Inhomogenisierung gewirkt und dadurch örtliche Änderungen in der Zusammensetzung einer austkristallisierenden Phase bedingt haben.

Im Zusammenwirken mit Kristallisationsdifferentiation mögen solche Möglichkeiten mitsprechen beim Zustandekommen jener vereinzelten und räumlich beschränkten melanokraten Gesteinstypen wie auf der Westseite des Steinelskopfs (Nr. 63), dessen chemische Zusammensetzung, NIGGLI-Werte, Basis und Molekularnormen in Tabelle 28 wiedergegeben sind. Die Werte von al und alk unterschreiten bereits deutlich die des essexitgabbroiden Magmentypus und verleihen, zusammen mit hohem fm und niedrigem si, dem Chemismus charakteristische Merkmale der melanatrongabbroiden Magmen. Das gegenüber dem ankaratritischen Typus etwas zu niedrige alk ist in der teilweisen Verdrängung des leistenförmigen und vorwiegend parallel gerichteten, zum Teil serizitierten Feldspats begründet.

Tabelle 28. Nr. 63. Melanokrater Augitweilburgit. Westseite vom Steimelskopf, nördlich Arfurt (Bl. Weilburg). Anal. J. HOLZNER.

	Gew.- %	Mol- %	Molekularwerte	Molekularbasis	Molekularnorm			
					Katanorm	Epinorm		
SiO ₂	43,68	42,80	si 93,8	Kp 4,3	Or 7,2	Or 5,2		
TiO ₂	3,00	2,21	ti 4,8	Ne 12,7	Ab 19,7	Ab 21,2		
P ₂ O ₅	0,42	0,18	p 0,4	Cal 13,0	Ne 0,9	An 1,5		
Al ₂ O ₃	12,39	7,15	h 24,3	Cs 10,2	An 21,6	Ms 2,8		
Fe ₂ O ₃	4,90	1,81	co ₂ —	Fo 20,7	Wo 15,3	Wo 23,3		
FeO	7,91	6,48		Fa 9,8	En —	En —		
MnO	0,13	0,11	al 15,67	Fs 5,3	Hy —	Hy 22,5		
MgO	9,43	13,77	fm 52,53	Ru 2,2	Fo 20,7	Fo —		
CaO	11,12	11,67	c 25,58	Q 21,8	Fa 7,1	Fa —		
Na ₂ O	2,23	2,12	alk 6,22		Mt 5,3	At 18,2		
K ₂ O	1,15	0,71		L 30,0	Ru 2,2	FeAt 5,3		
H ₂ O+	3,34	10,91	t 9,5	M 48,2	Q —	Mt —		
H ₂ O-	0,32	—	c-t 16,1	Q 21,8		Q —		
CO ₂	0,00	—		π 0,40				
S ₂	0,09	0,08	k 0,25	γ 0,22				
	100,11	100,00	mg 0,57					
S ₂ = O	0,02		Cc —					
	100,09		qz —31,1	Gp 0,9				
D	3,02			Pr 0,1				

Das vorstehend für die Aufstellung einer Epinorm angewandte Berechnungsverfahren kann, das unterliegt keinem Zweifel, hinsichtlich der Pyroxen- und Chloritzzusammensetzung nur auf eine grobe Annäherung Anspruch erheben. Die Augite sind sicherlich nicht tonerdefrei, enthalten wahrscheinlich auch einen gewissen Na-Betrag. Infolge teilweiser Aufhebung der Fehler wird das Mengenverhältnis von Chlorit und Augit hiervon anscheinend wenig betroffen, es entspricht, wenn wir H₂O im Chlorit berücksichtigen, im großen ganzen annähernd den tatsächlichen Mengen. Andererseits kann die Ungenauigkeit nicht wohl soweit gehen, daß das unterschiedliche Verhältnis Wo:En + Hy in den Beispielen Nr. 59 und 63 gegenüber Nr. 60 und 61 allein dem Berechnungsverfahren zugeschrieben werden könnte. In den Vorkommen gegenüber dem Strichenstollen und im Forstbezirk Obernhain müssen wir für den Pyroxen tatsächlich einen wesentlich geringeren Kalkgehalt annehmen als in denen von Gaudernbach und vom Steimelskopf, wo wir auf eine ungefähre Mischung Diopsid-Hedenbergit stoßen. Daß gerade die beiden nur etwa 1 km voneinander entfernten Vorkommen Obernhain (Nr. 61) und Steimelskopf (Nr. 63) diesen Unterschied aufweisen, legt es nahe, an diesem Beispiel zu prüfen, erstens welchen Einfluß etwaige Kalkaufnahme auf die Veränderung des Augits in quantitativer und qualitativer Hinsicht auszuüben vermag, und zweitens inwieweit sie etwa am Zustandekommen des melanokraten Gesteinstypus beteiligt sein könnte. Das Ergebnis einer solchen Prüfung veranschaulicht Tabelle 29.

Zunächst wurde eine Kalkaufnahme in dem durch die Differenz der CaO-Gehalte der beiden Gesteine angezeigten Betrag angenommen (a), entsprechend einer Zunahme um 2,4 Gew.- % CaO bzw. um 4,3 % CaCO₃. Aus dem resultierenden Verhältnis Wo:En + Hy ergibt sich die Unhaltbarkeit einer derartigen Annahme. Unter b diente das Mischungsverhältnis der normativen Komponenten im

Tabelle 29. Einfluß einer Kalkaufnahme auf den mineralogischen Charakter mesotypischer Augitweilburgite.

Nr.	61	a	b	63
Or	7,2	6,7	6,7	5,2
Ab	35,0	34,0	34,5	21,2
An	3,0	3,0	3,0	1,5
Ms	—	—	—	2,8
Wo	14,4	20,1	16,8	23,3
En	22,3	3,5	15,9	22,5
Hy	—	—	—	—
At	14,2	13,5	14,0	—
Fe+At	15,3	29,9	20,3	18,2
Ant	1,1	16,5	6,3	—
Fe+Ant	—	—	—	—
Mt	2,8	2,8	2,8	5,3
Q	—	—	—	0,3

Augit von Nr. 63 als Anhaltspunkt für die ungefähr anzunehmende Menge. Sie ist in diesem Fall nicht höher als rund 1,0 Gew.-% CaCO₃ bzw. etwa 0,65% CaO. Eine Abhängigkeit des Pyroxencharakters von der lokal variierenden Sedimentaufnahme könnte durchaus plausibel erscheinen, auch dann, wenn nicht reines, sondern nur vorherrschendes CaCO₃ aufgenommen wurde. Infolge der verfügbaren SiO₂-Menge bedeutet die Karbonataufnahme nicht eine Vermehrung, sondern eine Verminderung des Augits und eine entsprechende Zunahme des normativen Olivins bzw. des modalen Chlorits. Die in den Molekularnormen der augitführenden Gesteine zutage tretende annähernde Konstanz der Chloritmenge besteht jedoch auch modal. Das Verhältnis Feldspat:Mafite erfährt also durch die Kalkaufnahme nur eine unwesentliche Verschiebung, so daß die Mitwirkung gravitativer Kristallisationsdifferentiation unerlässlich erscheint zur Erzielung einer Augitanreicherung entsprechend Nr. 63. Als Träger dieser Differentiation müßte also der Augit angesehen und die Differentiation in ein relativ spätes Stadium der Gesteinsentwicklung verlegt werden.

In den gegenüber dem Typus Arfurt als mesotyp bezeichneten Augitweilburgiten (Typus Gaudernbach und Langhecke) vermag Kalkassimilation allein zum mindesten theoretisch sowohl die Augitführung wie die von Fall zu Fall variierende Augitzusammensetzung zu erklären. Normativ annähernd der Diopsid-Hedenbergit-Reihe angehörende Pyroxenmischungen dürften im allgemeinen eine obere Grenze für den etwaigen Assimilationsbetrag kennzeichnen.

Wenn nun aber auch eine Abhängigkeit der Augitbildung von der Wechselwirkung zwischen Magma und aufgenommenem Karbonat im Gaudernbacher und analogen Vorkommen eindeutig erkennbar und nach den angestellten Überlegungen die Zurückführung der eigentlichen Augitweilburgite auf Kalkassimilation theoretisch möglich ist, so lassen sich doch gewisse Einwendungen gegen eine solche Übertragung jener Beobachtungen nicht unterdrücken. Sie werden besonders akut beim Vorkommen vom Steimelskopf, das sich seinem Gesteinscharakter nach von den Augitweilburgiten nicht trennen läßt. Der Großteil des Steimelskopfs besteht nach AHLBURG aus Dm, d. h. also aus normalem Weilburgit. Wenn dieser auch heute an keiner Stelle mehr aufgeschlossen ist, so besteht doch zu einem Zweifel an dieser Feststellung um so weniger Anlaß, als das von AHLBURG als Dh kartierte Gestein auf der Westseite nach zeitweiliger

Gewinnung für Straßenbauzwecke vor dem Krieg sich erschöpfte und durch Schalstein abgelöst wurde. Es handelte sich also bei dem melanokraten Augit-weilburgit (AHLBURGS Dh) in der Tat nur um ein räumlich beschränktes, in sich gleichmäßig ausgebildetes und vom Normalweilburgit auffallend abweichendes Vorkommen von geologischer Selbständigkeit.

Im Falle einer Assimilation setzt die Zusammensetzung des Gesteins im Anschluß an die Assimilation eine gleichmäßige und intensive Differentiation in einem relativ hohen Temperaturbereich, d. h. in entsprechender Tiefe voraus. Es ist schwer vorstellbar, daß Kalkmassen, deren Herkunft doch in mitteldevonischen Formationsgliedern gesucht werden muß, in solche Tiefe gelangten, und ferner, wie angesichts der Entstehung des weilburgitischen Magmas (vgl. Abschnitt IV, 3) die Möglichkeit zur benötigten Differenzierung innerhalb eines relativ kleinen Teilraumes bestanden haben soll. Man müßte schon annehmen, daß Teile des Magmas bis in den relativ hochgelegenen Kalkhorizont aufstiegen und hier ihre Aufwärtsbewegung längere Zeit unterbrochen haben. In solchem Fall ist jedoch schwer verständlich, daß davon gerade solche Magmateile betroffen wurden, für die eine über der Durchschnittstemperatur des normalweilburgitischen Magmas liegende Temperatur gefordert wird.

Abgesehen von den Vorkommen im Schiefergebiet der südlichen Randzone handelt es sich bei den Augitweilburgiten stets um mehr oder weniger isolierte Vorkommen von geringen Ausmaßen, gleichfalls eine Tatsache, für die sich ein Zusammenhang mit Kalkassimilation nicht leicht konstruieren läßt.

Trotz der weitgehenden Übereinstimmung zwischen den Augitweilburgiten und den Weilburgiten vom Gaudernbacher Typus kann deren genetische Gleichstellung nicht ohne weiteres als erwiesene Tatsache angesehen werden. Zudem werden wir später (S. 148) sehen, daß eine zweite Möglichkeit für die Deutung der Augitweilburgite besteht, die nach meinem Dafürhalten eine größere Wahrscheinlichkeit besitzt als die Assimilationshypothese. Hierin bestärken mich auch gewisse Unterschiede, die die Augitweilburgite gegenüber den Melaweilburgiten kennzeichnen und auf die noch kurz hinzuweisen bleibt.

Gegenüber den normalen Weilburgiten liegt der Hauptunterschied der Augitweilburgite naturgemäß in den höheren c- und niedrigeren alk-Werten. Bei relativ hohem fm besitzt Nr. 46 (Lützendorf II) den höchsten c-Wert, doch auch dieser bleibt von dem der Augitweilburgite weit entfernt. Nach den zugleich niedrigeren si- und höheren fm-Werten gegenüber dem Weilburgitdurchschnitt (Tabelle 12, S. 74), zu schließen, scheinen Augitweilburgite auf relativ melanokrater Vertreter beschränkt zu bleiben. Indessen bleibt der weite Abstand der c-Werte selbst gegenüber dem Melatypus bestehen (Tabelle 30). Danach kommt bezüglich fm der Weilburgit Nr. 48 (Schellhofskopf Nordseite) den Augitweilburgiten am nächsten, ohne daß damit eine Änderung im Verhältnis von c und alk diesen gegenüber verbunden wäre. Erst bei wesentlich höherem fm wird alk der Augitweilburgite erreicht bzw. unterschritten, c jedoch wird nicht nennenswert beeinflußt. Noch schärfer tritt das beim Vergleich des melanokraten Augitweilburgits vom Steimelskopf mit dem fm-reichsten und zugleich si-ärmsten Hauptgesteinstypus vom Schellhofskopf (Nr. 56) in Erscheinung. Der mineralogische Unterschied äußert sich bei den augitführenden Gesteinen im beträchtlichen c-Überschuß über al-alk. Insgesamt hat es auch nach diesen

Tabelle 30. *Augitweilburgite verglichen mit Melaweilburgiten und relativ fm-reichen Normalweilburgiten.*

Nr.	Gesteinstyp	si	al	fm	c	alk	t	c-t	k	mg
1	Mittel Augitweilburgite	113,2	20,0	50,7	19,0	10,3	9,7	9,3	0,16	0,57
2	Weilburgit Nr. 46 . .	120,9	22,9	49,8	12,9	14,4	8,5	4,5	0,32	0,46
3	Weilburgit Nr. 48 . .	123,9	25,5	52,3	8,0	14,2	11,3	-3,3	0,23	0,45
4	Mittel I Melatypus . .	117,0	23,5	57,0	10,0	9,5	14,0	-4,0	0,27	0,47
5	Nr. 60 (Steimelskopf) .	93,8	15,7	52,5	25,6	6,2	9,5	16,1	0,25	0,57
6	Melaweilburgit Nr. 56	105,0	22,0	62,2	9,9	5,9	16,1	-6,2	0,26	0,49

Feststellungen den Anschein, daß der melanokratische Gesamcharakter in beiden Fällen verschieden bedingt ist und die Augitweilburgite nicht einfach nur das Produkt einer an Mg und Fe angereicherten Weilburgitschmelze sind, die lediglich unter annähernd liquidmagmatischen Bedingungen erstarrt ist.

Noch augenfälliger wird der Unterschied zwischen Augitweilburgiten und melanokratien oder allenfalls vergleichbaren normalen Weilburgittypen in den Basiswerten (Tabelle 31). Das Erscheinen von Cs ist für erstere charakteristisch, außerdem ist Cal allgemein größer als in letzteren. Nur ein Teil des Cal führt

Tabelle 31. *Augitweilburgite, Melaweilburgite und relativ fm-reiche Weilburgite nach ihren Basiswerten.*

Nr.	Gesteinstypus	Kp	Ne	Cal	L	C	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	M	Q
1	Mittel Augit-Weilburgite(mesotyp)	4,0 25,2	21,2 25,2	11,5	36,7	-	5,1	17,2	10,7	2,6	2,3	37,9	25,4
2	Weilburgit Nr. 46 (Lützendorf)	8,3 37,2	28,9 37,2	4,5	41,7	5,0	-	10,6	10,2	1,7	2,3	29,8	28,5
3	Weilburgit Nr. 48 (Schellhöfeskopf)	7,3 31,7	24,4 31,7	6,5	38,2	4,0	-	13,2	10,5	5,1	3,2	36,0	25,8
4	Melaweilburgit Mittel I	5,8 21,7	15,9 21,7	9,4	31,1	4,8	-	16,0	12,3	5,4	4,0	42,5	26,4
5	Augitweilburgit melanokrat. Nr. 63	4,3 17,0	12,7 17,0	13,0	30,0	-	10,2	20,7	9,8	5,3	2,2	48,2	21,8
6	Melaweilburgit Nr. 56 (Schellhöfeskopf)	3,9 14,7	10,8 14,7	10,4	25,1	6,6	-	18,6	14,1	6,2	3,2	48,7	26,2

zur Feldspatbildung, ein Teil wird vom Augit in Anspruch genommen. Die annähernd gleiche L-Höhe unter 1—4 bzw. 5 und 6 gestattet daher keinen Schluß auf die modale Feldspatbeteiligung, diese läßt sich aus Kp + Ne allein, d. h. unter Vernachlässigung des niedrigen An-Gehaltes zutreffender überschlagen als aus Kp + Ne + Cal. Die entsprechenden normativen Werte bewegen sich in den mesotypen Augitweilburgiten um 45 Mol-%, in den Weilburgiten unter 2 und 3 zwischen 65 und 55 Mol-%, sie liegen im Mittel I (S. 112) um 35 Mol-%, in den beiden anderen melanokratien Gesteinen etwa bei 30 und 25 Mol-%. Annähernd stimmen also Augitweilburgite und Melaweilburgite im Mengenverhältnis leukokrater und melanokrater Komponenten überein, verschieden sind sie dagegen sowohl bezüglich des Mineralcharakters als auch der an ihm beteiligten Stoffe.

Aber selbst unter Einbeziehung des gesamten Cal-Betrages in L erscheinen im LMQ-Dreieck (mit Rücksicht auf die Übersichtlichkeit wurden nicht die einzelnen Projektionspunkte in Abb. 23 eingetragen, sondern deren Mittel AW) die mesotypen Augitweilburgite als geschlossene Gruppe mit deutlicher Verschiebung von den Normalweilburgiten hinweg in Richtung auf M. Sie verstärkt sich naturgemäß beim Typus Steimelskopf, von dem das Hauptgestein vom Schellhofskopf sich nur auf Grund seiner höheren Q-Werte distanziert. Im $L_vM_vQ_v$ -Dreieck (Abb. 24) tritt die Trennung der einzelnen Gesteinsgruppen noch stärker zutage, daneben aber auch die vermittelnde Stellung der melanokraten Weilburgittypen Nr. 29 (Schellhofskopf Südfuß), Nr. 48 (Schellhofskopf Nordseite) und Nr. 40 (Allendorf I).

IV. Zur keratophyrisch-weilburgitischen Magmenentwicklung.

Mit $L = 43,0$, $M = 29,0$, $Q = 28,0$ fällt der Projektionspunkt des aus den Basiswerten der Tabelle 8 gewonnenen Mittels WM der gesamten Weilburgite fast genau, das in gleicher Weise gebildete Mittel der K-Na-Weilburgite genau auf die Linie FM im LMQ-Dreieck (S. 75), während der mittlere K-Weilburgit ($L = 42,0$, $M = 29,0$, $Q = 29,0$) etwas oberhalb, der mittlere Na-Weilburgit ($L = 45,0$, $M = 29,0$, $Q = 26,0$) etwas unterhalb dieser Linie liegt. Gleichfalls auf bzw. nahezu auf diese Linie fallen die Projektionspunkte des mittleren mesotypen Augitweilburgits AW und des melanokraten Augitweilburgits vom Steimelskopf (St). Die gegenseitige Anordnung der Punkte ist aus Abb. 23 ersichtlich. Außerdem sind eingetragen der teilweise silifizierte K-Weilburgit Nr. 30 aus dem Rehbachtal (RT) und die beiden Repräsentanten des Schellhofskopf-Hauptgesteins (S_1 und S_2), ferner die Mittel der sauren und basischen Keratophyrguppe (K^I und K^{II}) sowie der Keratophyre in ihrer Gesamtheit (KM).

Die Projektionspunkte der Normalweilburgite verteilen sich ziemlich gleichmäßig beiderseits der Linie FM: etwa 45% fallen ins Dreieck FRP, etwa 52% ins Dreieck FRL. Nur Nr. 32 nähert sich infolge einer gewissen Spätbildung von Quarz der Sättigungslinie FP, und nur Nr. 30 überschreitet infolge teilweiser Silifizierung die Sättigungsgrenze. Aber in keinem Fall kam es zur Kristallisation von Olivin oder von Feldspatoiden, und abgesehen von Nr. 34 und allenfalls Nr. 46 fehlt auch Pyroxen als Komponente. Die Untersättigung wirkt sich ausschließlich im Chlorit aus, in dessen Verteilung und Formgebung jedoch nichts an ursprünglichen Olivin oder Pyroxen erinnert und der durch teilweise Verdrängung des idiomorphen Feldspats als das jüngere Mineral charakterisiert ist. Unter normalen Verhältnissen mußte die Kristallisation mit Pyroxen oder Olivin beginnen, die Untersättigung schließlich zur Bildung von Feldspatoiden in von Fall zu Fall wechselndem Umfang führen. Außer dem abnormalen Charakter der mafitischen Komponenten besteht also auch eine Umkehrung der normalen Ausscheidungsfolge. Es liegt zwar nahe, den ungewöhnlich hohen, im übrigen aber auffallend gleichmäßigen H_2O -Gehalt des Magmas für dieses abweichende Verhalten verantwortlich zu machen, aber über irgendwelche sicheren Grundlagen für eine solche Annahme verfügen wir nicht. Unsere bisherige Kenntnis H_2O -reicher Silikatsysteme berechtigt im Gegenteil kaum dazu, derartig weitgehende Veränderungen allein dem H_2O -Gehalt zuzuschreiben.

Die Augitweilburgite scheinen normalmagmatischer Kristallisation näherzukommen. In Abb. 23 fällt der Projektionspunkt des LMQ-Mittels der mesotypen

Glieder sowohl wie der des melanokraten Gesteins vom Steimelskopf in das Dreieck FRP, beide nur sehr wenig entfernt von der FM-Linie. Die Punkte St, AW und mittlerer K-Na-Weilburgit (nicht eingetragen, liegt rechts von Nr. 37) liegen auf einer Geraden, auch die Verbindung St—AW—WM weicht nur sehr wenig von einer solchen ab. Es fragt sich daher, ob es nicht möglich sein sollte, ein *Magma augitweilburgitischen Charakters durch Kristallisationsdifferentiation in ein solches von normalweilburgitischem Charakter zu überführen*. Als absinkende Frühausscheidung in einem ternär gedachten System M—L—Q käme gemäß dem von NIGGLI (Abb. 13 in [71]) entworfenen Schema nur ein Augit in Betracht, und die Rolle des Augits in den fraglichen Gesteinen könnte als Bestätigung hierfür aufgefaßt werden. Wenn wir nun aber, etwa ausgehend von den Molekularwerten beider Gesteinstypen unter solcher Annahme die si-Bilanz überschlagen und dabei

berücksichtigen, daß in fm immerhin etwa durchschnittlich 3% Fe_3O_4 enthalten sind, dann ist das Ergebnis nicht sehr befriedigend. Und es wird dies noch weniger durch das zufordernde Übergewicht

	Augit-weilburgit	Normal-weilburgit	Differenz	si
si	113,2	140,5	+ 27,3	
al	20,0	28,0	+ 8,0	
fm	50,7	45,5	- 5,0	- 5,0
c	19,0	8,5	- 10,5	- 10,5
alk	10,3	18,0	+ 7,7	+ 46,2

von CaSiO_3 über $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$. Ein derartiger Augit als Frühausscheidung ist nicht gut annehmbar. Dazu kommt schließlich die unmittelbare Beobachtung in den Weilburgiten vom Typus Gaudernbach, die den Augit eindeutig als spätes Reaktionsprodukt zwischen Magma und Karbonat charakterisiert. Wenn wir aber, was an sich möglich ist, annehmen, daß ursprünglich ein Glied der Klinoenstatit-Klinohypersthene Reihe oder gar ein Olivin als Kristallat vorgelegen habe, so wird das Ergebnis noch ungünstiger. Es ist also wenig wahrscheinlich, daß die Weilburgite durch einfache Kristallisationsdifferentiation aus einem Magma augitweilburgitischer Zusammensetzung hervorgegangen sind. Im übrigen käme man durch die gegenteilige Annahme der Lösung des Weilburgitproblems nicht wesentlich näher, denn die mineralogische Eigenart des Normalweilburgits, die Assoziation Feldspat-Chlorit, bildet auch beim Augit-weilburgit das beherrschende Merkmal.

1. Ist das Weilburgitmagma ein Differentiationsprodukt des Keratophyrmagmas?

Feldspatcharakter, Feldspatvariabilität und Feldspatmenge in den Weilburgiten verweisen so eindringlich auf einen Zusammenhang mit den Keratophyren, daß allein schon dadurch eine enge verwandtschaftliche Beziehung zwischen den beiderseitigen Magmen nahegelegt wird. Dazu kommt, daß in der Chloritbeteiligung am Mineralbestand eines Teils der Keratophyre sich bereits ein weilburgitisches Element ankündigt. Dazu kommt schließlich, daß die gleiche oder zum mindesten sehr ähnliche Gesteinsassoziation in vielen anderen, voneinander weit entfernten, aber durch ähnliche geologische Verhältnisse ausgezeichneten Gebieten wiederkehrt.

Aber neben dem Gemeinsamen steht Trennendes und bedarf der Prüfung. Gehen wir hierbei von den mittleren Werten (Tabelle 32) aus, so könnte man sich damit, daß die relative Änderung der Alkalien mit der der Tonerde nicht

Tabelle 32. Änderung des keratophyrischen Chemismus durch Assimilation sedimentären Materials bzw. durch einfache Kristallisationsdifferentiation des Keratophyrmagmas, erläutert an Hand der Basiswerte.

	Molekularwerte													
	si	ti	al	fm	c	alk	t	c-t	k	mg				
Keratophyr-Mittel	294,1	2,0	37,2	25,1	2,5	35,2	2,0	-0,5	0,41	0,39				
Weilburgit-Mittel	140,5	6,5	28,0	45,5	8,5	18,0	10,0	-1,5	0,33	0,41				
Molekularbasis														
	Kp	Ne	Cal	C	Ns	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q
Keratophyr-Mittel														
a) aus Basiswerten außer														
Nr. 6	19,0	26,4	1,0	—	0,2	0,3	1,6	3,4	3,6	0,4	44,1	46,4	9,5	44,1
b) aus Molekularwert-Mittel berechnet	18,9	26,1	1,3	—		0,2	1,5	2,9	3,7	0,4	45,0	46,3	8,7	45,0
Weilburgit-Mittel														
a) aus Basiswerten außer														
Nr. 30	15,1	22,0	5,8	2,1			10,2	10,4	4,0	2,2	28,1	42,9	28,9	28,2
b) aus Molekularwert-Mittel berechnet	12,3	24,6	8,7	1,0			9,7	9,5	4,0	2,2	28,0	45,6	26,4	28,0
50% Keratophyr (Mittel)														
+ 50% Tonschiefer	16,1	19,7	0,7	5,3			4,6	5,9	4,1	0,6	43,0	36,5	20,5	43,0
Keratophyr (Mittel)														
+ (Mg, Fe) CO ₃	16,2	22,3	1,1	—		0,2	10,5	10,7	3,2	0,3	35,5	38,6	24,9	35,5
50% Keratophyr (Mittel)														
+ 50% Biotit	23,6	16,8	2,5	1,2			12,7	9,1	6,9	1,0	26,2	42,9	30,9	26,2
60% Keratophyr (Mittel)														
+ 40% Biotit	22,6	18,7	2,2	1,0			10,4	7,9	6,3	0,9	30,0	43,5	26,5	30,0
70% Keratophyr (Mittel)														
+ 20% Biotit + 10% Fe ₃ O ₄	18,9	19,8	1,6	0,5			5,9	10,1	14,6	0,6	28,0	40,3	31,7	28,0
70% Keratophyr (Mittel)														
+ 20% Biotit + 10% Fe ₃ O ₄	16,5	20,2	0,9	2,6	—		7,0	8,1	15,6	0,7	28,4	37,6	34,0	28,4

proportional verläuft, vielmehr ein gewisser Überschuß an Tonerde in den Weilburgiten resultiert, durch die Annahme abfinden, daß die Alkalien unter den im Verlauf der Entwicklung entstandenen Bedingungen stärker mobilisiert worden seien und dadurch in der ursprünglichen keratophyrischen Schmelze eine Al-Anreicherung eintrat. Ungleich stärker sind die Diskrepanzen in den Gehalten an (Mg, Fe)O, an SiO₂ und an H₂O, für die sich nicht ohne weiteres eine Erklärung geben läßt.

Die Frage nach der Art des zwischen Keratophyr und Weilburgit bestehenden genetischen Abhängigkeitsverhältnisses wird vor allem durch die weite zeitliche Trennung beider Gesteinsentwicklungen kompliziert, die unmittelbare Hinweise auf das gegenseitige Verhältnis ausschließt, so daß kein anderer Weg offen bleibt, als die verschiedenen, auf Grund allgemeiner Erfahrungen und Vorstellungen gebotenen Möglichkeiten zu prüfen.

Als völlig ausgeschlossen kann die Möglichkeit angesehen werden, daß Einschmelzung eines der verfügbaren, d. h. innerhalb der älteren Gesteinsassoziation vertretenen Sedimente für das Ansteigen von (Mg, Fe)O und das Abfallen von

SiO_2 unter gleichzeitiger H_2O -Anreicherung in der Weilburgitschmelze verantwortlich sei, gleichgültig ob man das Verhalten von Alkalien und Tonerde in einen derartigen Vorgang einbezieht oder nicht. Ein Sedimentgestein mit der hierzu benötigten Zusammensetzung existiert nach unserer Kenntnis nicht. Eine Assimilation von Tonschiefer selbst im Verhältnis 1:1 zum Magma würde die benötigte Änderung auch nicht annähernd erzielen¹. Aber auch, wenn wir die ausschließliche Aufnahme von '(Mg, Fe) CO_3 in einem dem Fo- und Fa-Betrag der Weilburgitbasis angepaßten Umfang annehmen wollten, ergäbe dies nur in bezug auf Kp und Ne eine annähernde Übereinstimmung, nicht jedoch in bezug auf Q, Cal, C und H_2O . Nehmen wir hierzu die Bedenken, die gegen die Befähigung zu weitgehender Einschmelzung festen Materials seitens des sauren, wahrscheinlich als Ganzes bereits aus einem Differentiationsprozeß höherer Ordnung resultierenden keratophyrischen Magmas bestehen, so kommen Addition und Assimilation exogenen Materials kaum als Faktoren in Frage, um vom keratophyrischen Chemismus zum weilburgitischen zu gelangen.

Unter IIg wurde, zumindest für die Kaliweilburgite, auf die Beziehungen zu glimmerreichen Gesteinen hingewiesen. Es wäre also zu prüfen, ob sich der weilburgitische Chemismus in einem dem lamprophyrischen vergleichbaren Ausmaß durch *Addition eines keratophyrtigen Magmas und einer abgesagerten Kristallphase* errechnen läßt. Betrachten wir vorerst das Keratophyrmittel als äquivalent mit diesem Magma, so kommt Olivin als frühe Kristallphase nicht in Betracht, wohl aber *Biotit*. Von einer mittleren Molekularbasis

Kp	Ne	Cal	C	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q
28,3	7,4	3,6	2,5	23,7	15,2	10,2	1,6	7,5	39,3	53,2	7,5

für Biotit (berechnet aus Biotit in Granit und Granitpegmatit, Syenit und Monzonit, Diorit und Tonalit, Nephelinsyenit und -pegmatit, Trachyt und Andesit sowie in Lamprophyren nach den Daten in [91] S. 344) ausgehend, ergeben sich, wenn 50 bzw. 40% Biotit in die tieferen Horizonte des keratophyrischen Magmaberdes abwandern, die in Tabelle 32 mitgeteilten Basiswerte des veränderten Magmas. Sie zeigen, wenn wir zunächst nur die Summe Kp + Ne ins Auge fassen und vom Mengenverhältnis beider absehen, eine offensichtliche Annäherung an den Weilburgitchemismus, insbesondere bezüglich C und Q. Die mit dem Vorgang verbundene H_2O -Anreicherung, unter den gemachten Annahmen um etwa 4–5%, scheint weiterhin für seine Realisierung zu sprechen. Nicht zuletzt aber würde die anomale Kristallisationsfolge Feldspat-Chlorit leichter erklärllich dadurch, daß die Biotiteinwanderung bereits eine vorgeschrittene, vielleicht sogar mehr oder weniger abgeschlossene Feldspatkristallisation vorfand. Es wäre vorstellbar, daß mehr ein intramolekularer Umbau als ein Wiederaufschmelzen des Biotits stattfand. Der hohe Titangehalt der analysierten Chloritfraktion von Nr. 37 (s. S. 78) ließe sich vielleicht in solchem Sinne deuten.

Gegen das so erhaltene Resultat jedoch kann vor allem der Einwand erhoben werden, daß bei der angenommenen Ausgangszusammensetzung des Keratophyrmagmas und nach dem mengenmäßigen Übergewicht der Weilburgite über die Keratophyre, wie es die derzeitigen Aufschlüsse darbieten, eine Ausscheidung

¹ Der Berechnung wurde zugrunde gelegt die Zusammensetzung eines devonischen Tonschiefers aus dem Luppabodetal, Harz (L. MILCH: Z. D. Geol. Ges. 69, 1917).

der geforderten Biotitmengen ausgeschlossen erscheint. Bevor wir auf die Frage des Ausgangsmagmas eingehen, wollen wir die etwaige Möglichkeit einer *Beteiligung weiterer Mineralien außer Biotit* am gedachten Differentiationsprozeß prüfen. Als einzige derartige Mineralien kämen wohl nur Fe_2O_3 oder Fe_3O_4 in Frage, und angesichts der Bedeutung, die diesen offensichtlich in einer großen Zahl der Keratophyrvorkommen zukommt und die im analysierten Material nur teilweise erfaßt ist, liegt deren Beteiligung durchaus im Bereich der Möglichkeit. Sie ist in den beiden letzten Reihen der Tabelle 32 berücksichtigt, wobei beidesmal der Einfachheit halber als alleinige Erzkomponente Magnetit und als Mengenverhältnis 70% Keratophyr, 20% Biotit und 10% Magnetit in Rechnung gestellt wurde. Der Unterschied betrifft allein die *Zusammensetzung des Biotits*, die in der ersten Reihe dem oben genannten Basismittel entspricht, in der zweiten der Basis

Kp	Ne	Cal	C	Fo	Fa	Fs	Ru	Q
16,4	9,5	0,2	13,1	29,4	4,7	15,0	2,0	9,7

des von TRÖGER angeführten Biotitmittels aus Einsprenglingen in Basalt und Nephelin, das im LMQ-Dreieck außerhalb des übrigen Biotitbereichs liegt. Damit wird der auch von dieser Seite wirksame Einfluß illustriert. In beiden Fällen verschiebt sich das Verhältnis Kp:Ne stärker nach Ne, also im Sinn einer stärkeren Anpassung an die K-Na-Gruppe der Weilburgite. Die Abhängigkeit der C-Höhe vom Biotitcharakter ist offensichtlich. Dagegen wieder unabhängig vom Biotitchemismus resultieren vor allem abnorm hohe Fs-Beträge, die mit denen der Weilburgite nicht im Einklang stehen, wo nur in Einzelfällen Fs-Beträge zwischen 5 und 8% erreicht werden. Diese Fs-Steigerung würde bedeuten, daß auch im Chlorit der Weilburgite Fe großenteils dreiwertig ist, was sicherlich nicht zutrifft. Endlich würde die mit dem Absinken von Biotit verbundene H_2O -Zunahme auf etwa 1,5–2 Mol-% reduziert. Da der mittlere H_2O -Gehalt der Weilburgite etwa bei 14 Mol-%, der der Keratophyre etwa bei 2,5 Mol-% liegt, müßte also die verstärkte H_2O -Anreicherung zur Hauptsache mit dem Allgemeinverhalten des Restmagmas in Zusammenhang gebracht werden.

Trotz der generellen, in den Werten L, M und Q ausgeprägten Anpassung des keratophyrischen an den weilburgitischen Durchschnittschemismus, die mit dem Abwandern von Biotit bzw. Biotit + Erz in tiefere Herdhorizonte erreicht wird, verbleiben im einzelnen Unstimmigkeiten, aus denen wir entweder schließen müssen, daß der angenommene Vorgang, wenn überhaupt, so doch zum mindesten nicht allein für den gegebenen Endeffekt in Anspruch genommen werden kann, oder aber, daß das „Keratophyrmittel“ doch nur unvollkommen die Zusammensetzung darstellt, von der wir den Weilburgitchemismus unmittelbar abzuleiten versuchten. Aber selbst wenn wir aus den vorliegenden Keratophyranalysen die vermutlichen extremen Spaltungsprodukte ausschalten, wird dadurch nichts Wesentliches am Ergebnis einer der obigen analogen Rechnung geändert. So ergibt sich beispielsweise aus 70% des Mittels der vier basischen Keratophyre Guntersau I und II, Hauslei und Rupbachtal + 20% Biotit + 10% Magnetit die Molekularbasis

Kp	Ne	Cal	C	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q
20,1	20,0	2,9	0,5	6,6	11,9	12,2	0,5	23,3	43,0	35,7	23,3

bzw. 17,7 20,4 2,2 2,6 7,7 9,9 15,2 0,6 23,7 38,3 36,0 23,7

je nachdem wir, wie in den beiden letzten Reihen der Tabelle 32, die eine oder die andere Biotitzusammensetzung verwenden.

Stellen wir umgekehrt die Frage, *wie, abgesehen vom H₂O-Gehalt, der Chemismus eines Magmas etwa beschaffen sein müßte*, damit aus ihm durch alleinige Kristallisationsdifferentiation, mit Biotit, eventuell daneben Olivin und Erz als absinkenden Komponenten eine weilburgitische Zusammensetzung hervorgehen könnte, so ist klar, daß Repräsentanten dieses Magmas ein ursprüngliches Überwiegen von Na₂O über K₂O erfordern, also nur unter den (schwach) atlantischen Gesteinen mit relativ niedrigem CaO und etwa mittlerem SiO₂ zu suchen sind. In der von NIGGLI [71] auf Grund der Untersuchung ESENWEINS [19] entworfenen LMQ-Projektion zeigt beispielweise die Anordnung der Hauptgesteine der Azoren eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit der Anordnung in Abb. 23, wenn wir von der sauren Keratophygruppe absehen, die unter den Azoren-Trachyten keine Äquivalente besitzt. Im Azoren-Diagramm wird durch den auf die Linie FM fallenden, theoretisch also schwach untersättigten Plagioklast-Trachyt von Caldeira auf Fayal die geforderte Tendenz angedeutet. In ihm reicht Q der Molekularbasis (Tabelle 33) gerade aus zur Bildung von Or, Ab und An aus Kp, Ne und Cal. Nach Mt-Bildung in der Molekularnorm verbleibt ein Rest von 0,8 Fo + Fa. Modal sind basaltische Hornblende und Biotit als Einsprenglinge vertreten, beide teilweise opazitisch zerfallen. Unter den Lahn-Keratophyren steht diesem Plagioklast-Trachyt das Vorkommen Nr. 20 von Guntersau am nächsten, dessen Projektionspunkt jedoch bereits etwas oberhalb FP zu liegen kommt (2,3 Q in der Molekularnorm). Das besagt nicht, daß die Zusammensetzung des Caldeira-Trachyts der Entwicklungsbahn Keratophyr → Weilburgit angehört, das verbieten schon die übereinstimmenden M-Werte in ihm, im Guntersauer Keratophyr und im Keratophyrmittel. Lediglich auf die Gleichartigkeit der Entwicklungsbahnen soll hingewiesen werden, sowie darauf, daß grundsätzlich durch Biotit-Olivin-Anreicherung eine weitgehende Annäherung der LMQ-Werte an die des Weilburgits denkbar wäre (Tabelle 32). Die Stadien einer solchen Entwicklung müßten alsdann Zusammensetzungen aufweisen, die im günstigsten Fall gleiche oder aber etwas niedrigere L-Werte wie der jeweilige Ausgangschemismus, jedoch höhere M- und niedrigere Q-Werte besitzen. Dabei sollte der Cal-Anteil in L den Betrag von ungefähr $\frac{1}{5}$ L nicht überschreiten.

Tabelle 33. *Chemische Auswirkung einer Biotit-Olivin-Anreicherung im Plagioklast-Trachyt von Caldeira, Fayal und im Keratophyr von Guntersau.*

	Kp	Ne	Cal	C	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q
Plagioklast-Trachyt Caldeira, Fayal	15,1	32,4	6,8	—	1,3	2,2	3,0	3,1	0,1	36,0	54,3	9,7	36,0
70% Plag. Trachyt + 20% Biotit + 10% Olivin	16,3	24,2	5,4	0,5	0,9	9,6	8,5	4,2	0,4	30,0	45,9	24,1	30,0
Keratophyr Guntersau (Nr. 20)	17,2	32,5	2,2	—	0,5	1,6	4,9	2,3	0,2	38,6	51,9	9,5	38,6
70% Keratophyr + 20% Biotit + 10% Olivin	17,8	24,1	2,3	0,5	0,4	9,2	9,8	3,6	0,5	31,8	44,2	24,0	31,8

Im Lahngebiet sind Gesteine, deren Chemismus diesen Anforderungen entspricht, nicht vertreten. Eine Prüfung der Hauptmagmentypen, etwa an Hand der von NIGGLI [71] gegebenen Tabellen Ib, IIb und IIIb bzw. ihrer LMQ-Projektionen Abb. 2a, 3a und 4a läßt gleichfalls entsprechende Repräsentanten vermissen. In den nach Lage der Projektionspunkte etwa in Frage kommenden Magmen von pazifischem Allgemeincharakter übersteigt Cal den obengenannten Grenzwert durchweg, in jenen der mediterranen Reihe (monzonitische Typen) in der Regel. Tabelle 34 vermittelt eine Vorstellung von der Art der Gesteine, die etwa als Beleg dafür herangezogen werden könnten, daß entsprechende Zusammensetzungen vorkommen, allerdings, wie schon aus NIGGLIs Darstellung hervorgeht, nur in ziemlich seltenen, individuell gearteten Einzeltypen. Die monzonitischen Gesteine haben überwiegend höheres Cal, die Larvikite (und Rhombenporphyre) durchschnittlich höhere L- und niedrigere M-Beträge (vgl. etwa die von BRÖGGER [8] angegebenen mittleren Zusammensetzungen der Larvikite und Rhombenporphyre des Oslogebietes). Die Kiruna-Syenite verdanken

Tabelle 34. Zwischen keratophyrischem und weilburgitischem Chemismus stehende Zusammensetzungen magmatischer Gesteine.

Nr.	Kp	Ne	Cal	C	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q
I	12,5	31,1	2,7	—	3,4	4,9	3,5	4,2	1,5	36,2	46,3	17,5	36,2
2	13,1	32,1	4,0	—	2,9	3,2	3,2	5,1	0,6	35,8	47,2	15,0	35,8
3	11,5	33,1	2,5	—	3,8	5,1	2,3	5,8	1,3	34,6	47,1	18,3	34,6
4	8,6	29,8	9,0	0,9	—	3,6	6,4	3,9	1,4	36,4	47,4	16,2	36,4
5	20,1	28,8	3,5	3,5	—	1,3	5,3	2,3	0,6	34,8	52,4	12,8	34,8
6	11,0	28,2	8,0	—	2,8	5,4	8,1	1,4	0,8	34,3	47,2	18,5	34,2
7	12,0	30,7	4,7	—	2,5	6,3	4,7	2,2	0,8	36,1	47,4	16,5	36,1
8	7,5	31,1	5,9	—	3,4	9,8	6,3	2,5	0,9	32,6	44,5	22,9	32,6
9	13,6	30,2	5,2	—	4,2	5,5	6,6	1,7	1,0	32,0	49,0	19,0	32,0
10	19,3	21,7	6,5	—	3,3	5,1	5,9	1,7	0,8	35,7	47,5	16,8	35,7
11	12,5	22,4	9,1	—	2,8	7,0	8,9	1,8	0,5	35,0	44,0	21,0	35,0
12	15,1	27,0	8,9	—	2,0	4,3	3,2	4,5	0,9	34,1	51,0	14,9	34,1
13	16,3	31,4	5,2	—	3,5	3,2	2,1	3,7	0,6	34,0	52,9	13,1	34,0

1 Syenitporphyr, nordwestlich Kirunavaara (P. GEIJER, Stockholm 1910).

2 Syenitporphyr, nordwestlich Kirunavaara (P. GEIJER, Stockholm 1910).

3 Natronsyenit (Augitsyenit), Kirunavaara (O. STUTZER, N. Jahrb. f. Min. etc. B. Bd. 24, 1907).

4 Larvikit, Mont Bezavona, Madagaskar (A. LACROIX, Min. de Madagascar II. Paris 1922).

5 Larvikit, Mont Bezavona, Madagaskar (H. S. WASHINGTON, Chem. Analyses of igneous rocks, Washington 1917).

6 Bas. Ausscheidung in Nordmarkit, Mt. Ascutney, Vermont (R. A. DALY, U.S. Geol. Surv. Bull. Nr. 209, 1903).

7 u. 8 Bas. Ausscheidung in Granit, Mt. Ascutney, Vermont (R. A. DALY, U.S. Geol. Surv. Bull. Nr. 209, 1903).

9 Bas. Ausscheidung in Paisanit, Mt. Ascutney, Vermont (R. A. DALY, U.S. Geol. Surv. Bull. Nr. 209, 1903).

10 Quarzmonzonit, Südseite Mte. Mulatto, Südtirol (J. ROMBERG, Kgl. Preuß. Ak. d. Wiss. 1904).

11 Monzonit, Svarbergsvik, N. Ulfö, Nordingrå (J. M. SOBRAL, Diss. Upsala 1913).

12 Latitphonolith, Portland Mine, Cripple Creek, Colorado (LINDGREN u. RANSOME, U.S. Geol. Surv. Prof. PAPER 54, 1906).

13 Latitphonolith, Anaconda Mine, Cripple Creek, Colorado (LINDGREN u. RANSOME, U.S. Geol. Surv. Prof. PAPER 54, 1906).

ihre relativ hohen M-Werte im wesentlichen ihrem Gehalt an dreiwertigem Fe. In den Latitphonolithen, trachytoiden Phonolithen und tephritischen Trachyten ist der phonolithische Charakter stärker betont, so etwa in dem von TRÖGER aufgenommenen Beispiel der Portland Mine (Nr. 534) mit L = 57,8 (Cal = 3,8), M = 12,7, Q = 29,5 und im tephritischen Trachyt (leucitführenden Latit) von Ferrera, Columbretes mit L = 57,8 (Cal = 8,7), M = 9,4, Q = 32,8, während der tephritische Trachyt von Sanadoire, Mont Dore, Auvergne (TRÖGER Nr. 524) mit L = 55,7 (Cal = 7,0), M = 6,8 Q = 37,5 eigentlich mehr rein syenitisch-trachytischen Charakter trägt. Es verbleiben dann nur noch die „basischen Ausscheidungen“ in den Beispielen vom Mt. Ascutney, in denen unter anderem Hornblende und Biotit angereichert sind. Zunahme von CaO und beachtliche Verschiebung des Alkaliverhältnisses zu Ungunsten von K₂O in den basischen Akkumulationen gegenüber den Muttergesteinen lassen freilich darauf schließen, daß die Differentiation hier keineswegs entsprechend der im Fall Keratophyr-Weilburgit gemachten Annahme verlaufen ist. Im Ascutney-Gebiet beginnt die magmatische Tätigkeit mit einem gabbroid-dioritischen Magma, aus dem die syenitisch-granitischen Gesteine nach DALY [11] durch Assimilation und Differentiation hervorgegangen sind, und mit dem die basischen Ausscheidungen vielleicht in einem engeren Zusammenhang stehen, als DALY anzunehmen geneigt ist.

Um nun aber von einer Zusammensetzung, wie sie sich in den Basiswerten der Tabelle 34 andeutet, zu einem weilburgitischen Chemismus zu gelangen, bedarf im einzelnen vor allem die Frage nach dem *Zustandekommen des Tonerdeüberschusses* eine Erklärung. Abgesehen von wenigen Vorkommen, die auch mineralogisch besondere Merkmale aufweisen, erscheint er mit solcher Regelmäßigkeit, daß er unmöglich dem Erhaltungszustand der Weilburgite zugeschrieben werden kann. Im Normalweilburgit liegt der Durchschnittsbetrag an freiem C zwischen 1 und 2%, er übersteigt, wenn wir die gewissermaßen akzessorisch Augit führenden Fälle ausschließen, nur in einzelnen Vorkommen wie im Rehbachtal und am Schellhofskopf oder aber in einzelnen Varietäten wie in Nr. 40 (O. Allendorf) und Nr. 45 (Lützendorf) den Wert von 2%. Bei den Kaliweilburgiten ist der entsprechende Durchschnittsbetrag scheinbar höher, der prozentuale Anteil der Beispiele mit relativ viel freier Tonerde größer. Allein beides kann als eine Folge davon angesehen werden, daß die Bezirke Schellhofskopf und Rehbachtal mit je 2 Analysen vertreten sind. Eine Abhängigkeit vom Alkalicharakter läßt sich jedenfalls nicht daraus folgern. Eine Prüfung ergibt dagegen, daß *relativ hohe C-Beträge im allgemeinen dort in Erscheinung treten, wo L relativ niedrig wird*. Einen weiteren diesbezüglichen Hinweis finden wir bei den Keratophyren. Dort sind nur 2 Fälle durch einen ungewöhnlichen C-Betrag gekennzeichnet: einmal das Vorkommen am Südausgang von Katzenelnbogen (Nr. 6), das durch schiefrige Textur und reichliche Muskovitführung abnorm ausgebildet ist, und zweitens die Varietät III des Quarzkeratophrys vom Stein-kopf (Nr. 5), die offenkundig einer Zone nachträglicher, pneumatolytisch-hydro-thermaler Einwirkung entstammt. Auf Grund aller dieser Betrachtungen könnte man sich also vorstellen, daß das infolge zunehmender Ausscheidung fester Phasen (im vorliegenden Fall überwiegend Alkalifeldspate) sich anreichernde H₂O unter bestimmten äußeren Bedingungen frei wurde, dabei in erster Linie auf die

Feldspate eine der Serizitisierung und Kaolinisierung vergleichbare Wirkung ausühte und den Abtransport eines Teils der Alkalien vermittelte.

Bereits ein Teil der Keratophyre trägt daneben in seiner Mineralführung Anzeichen für das Eintreten hydrolysierender und polymerisierender Wirkungen, die zur unmittelbaren Bildung OH-haltiger Alumosilikat-Ionenkomplexe führten und deren Absättigung mit Kationen weiterhin vielleicht Biotit, jedenfalls aber Chlorit lieferte. Es ist immerhin auffallend, daß dieser generell erst die sehr viel spätere magmatische Phase des Weilburgits kennzeichnende Vorgang vereinzelt schon in der Keratophyrphase auftritt. Wenn die weite zeitliche Distanz beider Phasen zu Recht besteht, und daran wage ich nicht zu zweifeln, dann müssen also schon in der ersten *lokale* Bedingungen eingetreten sein, die von den das Keratophyrstadium im allgemeinen beherrschenden wesentlich verschiedenen waren. Trotzdem ist damit noch nicht gesagt, daß jene weilburgitischen Anklänge in gewissen Keratophyren letzten Endes auf den gleichen Ursachen beruhen wie die qualitativ wohl gleichen, quantitativ aber doch sehr verschiedenen Erscheinungen in den Weilburgiten. Im ersten Fall handelt es sich um einen *lokalen Effekt*, der sich durch komplexe Differentiation und spätmagmatische Prozesse erklären läßt, im zweiten durch ein *regionales Phänomen*, das die Existenz einer ausgedehnten Magmamasse von spezifischem und einheitlichem Charakter bereits in der Tiefe voraussetzt. Dort war der Entwicklungsablauf im wesentlichen ein *normaler*, hier kann man ihn als *entartet* bezeichnen.

Unter den hier kurz angedeuteten Umständen erscheint es mir wichtig, noch auf einige Punkte hinzuweisen, die einen Einblick in *Zusammensetzung und Entwicklung des keratophyrischen Magmas* gewähren. Die starke Variabilität der Keratophyre gerade in den entscheidenden Punkten, nämlich im Gehalt an Mg + Fe und an H₂O, daneben aber auch an SiO₂, bedingt von vornherein eine beträchtliche Unsicherheit bezüglich der Durchschnittsbeschaffenheit des Magmas, obschon sekundäre Veränderungen der Gesteine nicht vorliegen. *Was Mg + Fe anbetrifft*, so liegt fm für 42% der Analysen zwischen 30 und 40, für 29% zwischen 20 und 30 und wiederum für 29% unter 20. Läßt schon diese Verteilung erkennen, daß die Beteiligung mafitischer Stoffe relativ hoch ist, höher als es bei makroskopischer Betrachtung in der Regel scheinen mag, so ist weiter zu berücksichtigen, daß einzelne Vorkommen (Steinsberger Kopf, Hausen, Guckenbergs) lokal begrenzte Eisenoxydschlieren oder -nester beherbergen, die analytisch nicht erfaßt sind. Außerdem kann man aber auch die zeitlich auf den Keratophyrmagmatismus folgende und der Weilburgitentwicklung vorausgehende, genetisch jedenfalls mit dem ersteren verknüpfte Bildung eines Eisenerzlagers dafür ins Feld führen, daß *das Magma ursprünglich reicher an Fe und Mg war als die Mehrzahl der jetzt vorliegenden Keratophyre*. Wie hoch freilich dieser Anteil zu veranschlagen ist, läßt sich auch nicht annähernd angeben. Unter solchen Umständen bleibt, wenn man überhaupt eine zahlenmäßige Angabe machen will, nur die Möglichkeit der arithmetischen Mittelbildung übrig. Zweierlei bleibt dazu zu bemerken: 1. Die hohen fm-Werte resultieren vorwiegend aus dem Gehalt an Fe, das in einem Teil der Keratophyre hauptsächlich in oxydischer, in einem anderen Teil vorherrschend in karbonatischer, in einem dritten Teil vornehmlich in silikatischer (als Chlorit) und vereinzelt in sulfidischer Form (Nr. 13 und zum Teil Nr. 21) gebunden ist. 2. Saure und basische

Keratophyrgruppen unterscheiden sich hinsichtlich der durchschnittlichen fm-Werte nicht erheblich. Unter Zugrundlegung der Trennung der beiden Gruppen nach dem Basiswert $Q = 40$ liegen sie bei 23,0 und 28,0, unter Zugrundlegung der beiden Häufigkeitsmaxima für si bei 23,6 und 29,0. Es ist daher für das Ergebnis belanglos, ob bei den bisherigen und weiteren Rechnungen vom Gesamtmittel oder vom Mittel der basischen Gruppe ausgegangen wird.

Auffallend ist weiterhin die starke Variabilität im H_2O -Gehalt, zumal da ihr in den Weilburgiten eine nicht minder merkwürdige weitgehende Gleichmäßigkeit der H_2O -Gehalte gegenübersteht. Der Wert von h bewegt sich in 62% der Keratophyre unter 10, in 13% zwischen 10 und 15 und in 25% zwischen 15 und 25. Das arithmetische h-Mittel würde einen Wert von $h = 10$ ergeben, aber angesichts der sprunghaften Änderungen im einzelnen ist seine Bildung zu beanstanden. Mit alleiniger Ausnahme des Keratophyrs von Katzenelnbogen mit seinem beträchtlichen Muskovitgehalt sind die H_2O -reichereren Keratophyre durch Chloritführung gekennzeichnet (Nr. 9 und 10, Nr. 23 und 24). In den Keratophyren mit gleich hohen fm-Werten, jedoch ausgesprochen niedrigem h treten an die Stelle des Chlorits Eisenoxyde (Nr. 1, 7, 11). Der Einfluß des Wassers in Abhängigkeit von den jeweiligen Bedingungen im Erstarrungsraum, insbesondere die unterschiedliche Möglichkeit für das Entweichen der freiwerdenden Gas- bzw. Dampfphase tritt darin in Erscheinung, da der ursprüngliche H_2O -Gehalt des Magmas doch wohl nicht so verschieden gewesen sein kann wie in den jetzigen Gesteinen. Im einen Fall kommen hydrolysierende und polymerisierende, im anderen oxydierende Wirkungen zur Geltung. Im Vergleich zu den äußeren Bedingungen scheint die jeweilige Alkalimenge für das H_2O -Verhalten weniger zu bedeuten. Sie ist in Nr. 9 und 10 relativ niedrig, in Nr. 24, 1 und 11 relativ hoch. Dagegen verdient vielleicht Beachtung, daß in den Vorkommen bei Aull-Hambach und Hausen fluidale Ausbildung ausgeprägt ist, während diejenigen im Rupbachtal Anzeichen intrakrustaler Erstarrung aufweisen (Kontakterscheinungen). *Es kann also keineswegs als feststehende Tatsache angenommen werden, daß die in einer Reihe von Keratophyren bestehende H_2O -Anreicherung ausschließlich mit einer vorgesetzten Differenzierung des keratophyrischen Magmas zusammenhängt*, während solches für die Mg-Fe-Anreicherung ohne weiteres zutreffen kann.

Vom Wassergehalt des keratophyrischen Magmas geben jedenfalls die aus ihm hervorgegangenen Gesteine nur ein sehr unvollkommenes Bild, höchstwahrscheinlich aber hat er den oben genannten Mittelwert der Gesteine übertroffen. Dafür kann unter anderem die Verbreitung von Keratophytuffen und -tuffiten als Bestätigung angesehen werden, die einen relativ starken Wasserverlust des Magmas anzeigen und mit der vielleicht auch das Vorherrschen niedriger h-Beträge sowie der sprunghafte örtliche Wechsel dieser Beträge ursächlich verknüpft sein mag. Auch der rezente Vulkanismus liefert ja genug Beispiele für ein unterschiedliches Verhalten relativ wenig voneinander entfernter Aktivitätszentren.

Trotz einer durch relativ niedrige Temperatur und Alkalireichtum begünstigten H_2O -Anreicherung [37], die zweifellos im Endstadium des Keratophyrmagmatismus vorhanden war, sich jedoch lediglich in einzelnen Vorkommen äußert, und trotz intramitteldevonischer Bewegungsvorgänge (Hebung des Synklinalgemeinschafts im oberen Mitteldevon und unteren Oberdevon nach RICHTER; Faltung und Aufrichtung des Unterdevons und älteren Mitteldevons, verbunden mit

randlichen Einbrüchen in der zweiten tektonischen Hauptphase zufolge AHLBURG-KEGEL) ist es nach dem untermitteldevonischen Keratophyrmagmatismus erst im Oberdevon, wahrscheinlich sogar erst um die Wende Oberdevon-Karbon zu einer erneuten Aktivität des Magmas gekommen, und zwar nicht etwa in Form vereinzelter Nachschübe, sondern in einem weit größeren Umfang als in der untermitteldevonischen Aktivitätsperiode. *Daß diese zwischenzeitliche, mit Hebung bzw. Faltung und Bruchbildung, d. h. mit Druckentspannung verbundene Bewegung nicht zur Auslösung einer Tätigkeit eines an leichtflüchtigen Stoffen reicher gewordenen Magmas geführt haben sollte, erscheint kaum vorstellbar.* Das Ausbleiben einer derartigen Reaktion spricht doch sehr gegen die Existenz eines gasreichen Magmas und läßt viel eher darauf schließen, daß mit der frühmitteldevonischen Magmaabgabe und der darauffolgenden Materiallieferung für die Eisenerzlagerstätte der Energievorrat des keratophyrischen Magmas im Bereich unseres Gebietes weitgehend erschöpft war.

Bei der Berechnung wurde das Mengenverhältnis Keratophyr: Weilburgit = 1 : 1 angenommen. Schon dann läuft der Prozeß nicht nur auf eine praktisch vollständige Abspaltung der M-Komponenten hinaus, sondern erfordert sogar ein erhebliches Plus an solchen gegenüber dem keratophyrischen Gesamtmittel. Nun übersteigt die Masse weilburgitischen Materials die des keratophyrischen, auch unter Einbeziehung der Tuffe, mindestens um das Vierfache, kann aber ebenso gut das Sechs- bis Achtfache betragen, wenn wir die weilburgitische Komponente im Schalstein in Rechnung stellen. Selbst in der basischen Keratophyrguppe beläuft sich der mittlere Anteil an normativen M-Komponenten auf noch nicht 15% (85% Feldspat).

Schließlich scheint mir noch von einer anderen Seite ein Bedenken in der gleichen Richtung nicht unberechtigt. Im System Albit-Anorthit-Diopsid liegen die Punkte (Mol.-%) 4 An, 85,5 Ab, 10,5 Di und 9,5 An, 75 Ab, 15 Di auf der eutektischen Kurve. Die mit Feldspat beginnende Kristallisationsfolge in den Keratophyren entspricht also generaliter dem experimentellen Befund. Indessen auch die Weilburgite mit etwa 75% normativem Gesamtfeldspat verhalten sich den Keratophyren analog, ja sogar in den Melaweilburgiten mit etwa 40–50% normativem und etwa 25–30% modalem Gesamtfeldspat trägt dieser eindeutig den Charakter der Erstkristallisation. Inwieweit das durch den H₂O-Gehalt bedingt sein könnte, wissen wir nicht. Die Feldspatbildung in den Weilburgiten erstreckt sich allerdings offenbar über einen langen zeitlichen Bereich und ist in der Regel mit einem Wechsel im Feldspatcharakter verbunden. In manchen Fällen ist früh ausgeschiedener Anorthoklas und Kalinatronfeldspat später instabil und wieder aufgelöst worden. Feldspatverdrängung durch Chlorit ist verbreitet. Daneben stehen Beobachtungen, daß zumindest Albit noch neben Chlorit kristallisierte.

Die etwaige Differentiation müßte jedenfalls in ein spätes Stadium und in ein ungewöhnlich niedriges Temperaturgebiet verlegt werden. Sie könnte, wie wir bei den Berechnungen gesehen haben, nur durch Vermittlung von Biotit oder Biotit + Magnetit oder allenfalls durch Mg-Fe-Karbonat erfolgt sein. Welcher Art aber hätten die Voraussetzungen sein müssen, damit in der tiefen Zone deren Auflösung erfolgen sollte, ohne daß die auch hier schon vorhandenen Alkalifeldspate sich veränderten?

Alle diese Betrachtungen zeigen, daß *trotz der unverkennbaren Verwandtschaft zwischen Keratophyren und Weilburgiten deren Verhältnis nicht durch eine geradlinige Entwicklung bestimmt wird*. Der Versuch, ausgehend vom Keratophyrcismus mit Hilfe einfacher Kristallisationsdifferentiation zum Weilburgitcismus zu gelangen, wird jedoch durch die verschiedentlichen Anzeichen auf Seiten der Keratophyre wie der Weilburgite so nahe gelegt, daß er genauerer Prüfung unterzogen werden mußte. Das konnte nur auf rechnerischem Wege unter Zugrundelegung der durch die Keratophyre gegebenen Zusammensetzung geschehen, d. h. der durchschnittliche Chemismus des Gesteins mußte mit dem des Magmas identifiziert werden. Die Betrachtung der Keratophyre selbst hat jedoch ergeben, daß solches gerade in diesem Fall nur sehr bedingt zulässig sein dürfte. Soviel ist sicher, so aufschlußreich im allgemeinen derartige Rechnungen auf additiver Basis sein mögen, als absolutes Kriterium dürfen sie nicht gewertet werden. Sie bedürfen der Bestätigung in anderer Hinsicht: 1. im vorliegenden Fall durch die Verfolgung der in den Gesteinen enthaltenen speziellen Hinweise, beispielsweise des variablen H_2O -Gehalts und des unterschiedlichen Verhaltens der M-Komponenten in den Keratophyren, 2. durch die Gesetzmäßigkeiten im Assoziationscharakter und in der Kristallisationsfolge sowie 3. durch die geologischen Verhältnisse. In jedem dieser Punkte sprechen im vorliegenden Fall so schwerwiegende Momente *gegen* die Verwirklichung normaler Kristallisations-differentiation eines Magmas von keratophysischem Charakter, daß man darin *sicher nicht den entscheidenden Faktor bei der Entstehung des Weilburgits sehen darf*.

2. Sind keratophyrisches und weilburgitisches Magma Differentiationsprodukte eines bäsaltischen Magmas?

Der im vorausgehenden Abschnitt unternommene Versuch erwies sich unter anderem als wertvoll insofern, als er unsere Kenntnis einer bisher verkannten Gesteinsgruppe in mancher Hinsicht vertieft hat. Die eigenartige Mineralassoziation und die im Altersverhältnis der L- und M-Komponenten bestehende Anomalie machen es verständlich, daß man bisher geneigt war, die bei autometarmorph bzw. autometasomatisch veränderten Diabasen und Basalten in verschiedenen Stadien der Entwicklung verfolgbaren Erscheinungen *allen* mit Keratophyren vergesellschafteten spilitähnlichen Gesteinen zu unterstellen. Und doch unterscheiden sich, um nur ein Beispiel zu nennen, etwa die von DE ROEVER [80] unter dem Namen Poenit beschriebenen, adularisierten, teilweise albitisierten und zeolithisierten Basalte der permischen Sonnebaitserie auf Timor durch Assoziation mit unveränderten Basalten und Trachybasalten, durch Reste ursprünglichen Kalknatronfeldspats und Olivins, durch Iddingsitpseudomorphosen und Reste von Titanaugit-Einsprenglingen, sowie durch die Gegenwart von Zeolithen nicht un wesentlich von den Kaliweilburgiten bei Ernsthausen, Biskirchen, Ahauen und Braunfels. 2 V der Weilburgit-Orthoklase in letzteren liegt weit über den von DE ROEVER angegebenen Werten von 30 – 40°. Kalinatronfeldspate sind auch in Grundmassendimension verbreitet und im allgemeinen kristallographisch wohl begrenzt, können also nicht als die stabilen Überreste eines ursprünglich anders gearteten Feldspats angesprochen werden, von dem sich nirgends mehr eine Spur findet. Zeolithbildung vollends ist den Weilburgiten absolut fremd. Mit seinen niedrigen Gehalten an MgO (0,91%) und FeO (0,40%), aber auffallend

hohem Fe_2O_3 (10,03%) differiert der Poenit schließlich auch chemisch von den Weilburgiten. Es muß allerdings erwähnt werden, daß DE ROEVER allem Anschein nach nur meine vorläufigen und auf einem noch unvollständigen Material fußenden Mitteilungen aus dem Jahre 1933 zur Verfügung standen.

Im folgenden sollen nun als weitere, an sich denkbare, durch experimentelle Befunde und Naturbeobachtungen gestützte, sowie aus dem Verhalten der Magie im Schwerefeld zu schließende Entwicklung die Voraussetzungen geprüft werden, unter denen ein basaltisches Magma sich einerseits in den keratophyrischen, andererseits in den weilburgitischen Chemismus überführen läßt.

Nach dem geologischen Altersverhältnis stand der weilburgitischen Entwicklung ein erheblich längerer Zeitabschnitt zur Verfügung als der keratophyrischen, die Weilburgite müßten demnach als das Produkt einer weiter fortgeschrittenen Differentiation angesprochen werden. Nach dem Mengenverhältnis salischer und femischer Komponenten und dem Aziditätsgrad erscheint dagegen der Keratophyr als das extremere Differentiationsprodukt. In chemischer Hinsicht bestätigt lediglich die stärkere Anreicherung leichtflüchtiger Stoffe, speziell also der höhere H_2O -Gehalt, die aus dem Altersverhältnis gezogene Schlußfolgerung. Schließlich könnte man noch die Tatsache im gleichen Sinn geltend machen, daß die Kristallisation des weilburgitischen Magmas eindeutig einem niedrigeren Temperaturbereich angehört als die des keratophyrischen Magmas. Zunächst wenigstens kann man geteilter Meinung darüber sein, ob es richtig ist, die Weilburgitschmelze als Restschmelze des Keratophyrmagmas zu bezeichnen, wie ich das im Hinblick auf den H_2O -Gehalt seinerzeit [59] getan habe. Die hierzu in einem gewissen Widerspruch stehende Tendenz von SiO_2 und $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ ließe sich etwa durch das Eintreten neuer Bedingungen für die Differentiation nach der Keratophyrphase erklären, falls die genauere Untersuchung nicht auch sonst noch Momente liefert, die zur Annahme einer Kristallisationsdifferentiation im Gegensatz stehen und überhaupt die Notwendigkeit ergeben, ganz oder zum Teil andere Faktoren heranzuziehen.

Letzteres kann allerdings nur für den Weilburgit zutreffen. Für das Keratophyrmagma dürfen wir uns wohl auf den Standpunkt stellen, daß es das Resultat sei der Differenzierung eines basaltischen Magmus, die im wesentlichen schon im ursprünglichen basaltischen Magmahorizont, also im Bereich hoher Temperaturen (worunter wir etwa den Bereich oberhalb 1500° verstehen wollen) stattgefunden und sich über ein geologisch langes Zeitintervall erstreckt hat, während die Unterschiede innerhalb der Keratophyrguppe oder gar der Einzelvorkommen späterer Entstehung und durch die mit dem Aufwärtswandern, der Abkühlung und der Entgasung verbundenen Bewegungen gefördert worden sind. Diese Unterscheidung der beiden Entwicklungsphasen schließt prinzipiell die Möglichkeit in sich, daß im Frühabschnitt, in dem wohl mehr oder weniger ausschließlich feste Phasen die Träger der Differentiation bildeten, diese wenigstens zum Teil andere waren als im Spätabschnitt. Darauf deutet auch das Ergebnis der im vorliegenden Fall ausgeführten Berechnungen, die hier nicht alle im einzelnen diskutiert werden sollen. Ausgehend von den Basiswerten hat sich vor allem gezeigt, daß die notwendige Reduzierung der zumeist zwischen 5 und 10% variierenden Cs-Beträge basaltischer Magmen zu unmöglichen Resultaten führt, wenn Diopsid als absinkende Phase angenommen wird. Im hohen Temperaturgebiet

(oberhalb 1500°) dürfte vielmehr mit der Bildung und Absaigerung von Ca_2SiO_4 (SP 2130° D ~ 3), eventuell auch $3\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ (Merwinit), $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ (Akermanit), $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ (Monticellit) als solchen oder mit einfachen Orthosilikaten in fester Lösung zu rechnen sein [27], [28], [74], [83]. Als weitere absinkende Ca-haltige Phase muß Anorthit oder ein An-reicher Plagioklas angesehen werden. Da aus gleichem Grunde wie Diopsid auch Enstatit und Hypersthen als Träger der erforderlichen Mg-Fe-Verminderung unwahrscheinlich sind, werden als solche nur Olivin und Magnetit berücksichtigt.

Bezüglich der *genauerer Zusammensetzung des Ausgangsmagmas* bestehen naturgemäß verschiedene Möglichkeiten. Das Nächstliegende und Richtigste wäre es wohl, ihr den Durchschnittschemismus der intrakarbonischen Diabase zugrunde zu legen, doch scheitert das allein schon daran, daß wir darüber bisher nur sehr mangelhaft orientiert sind. Die Häufigkeit sekundärer Veränderungen würde sich außerdem störend auswirken. Für den angestrebten Nachweis bietet die Verwendung eines ortsfremden Basaltdurchschnitts eine kaum weniger zuverlässige Grundlage. Die bestehende Unsicherheit läßt sich durch Berücksichtigung verschiedener derartiger Mittel mehr oder weniger eliminieren. Als solche seien herangezogen

1. das Mittel von 30 Analysen kontinentaler Plateaubasalte nach R. A. DALY [12],
2. das Mittel von 161 Basaltanalysen nach R. A. DALY [12],
3. das Mittel von 40, unter Ausschluß veralteter und unvollständiger Analysen verfügbaren Vogelsbergbasalten (W. SCHOTTLER, Abhandl. Großherzogl. Hess. Geol. Landesanst. 4, 1908, 452–467 und Notizbl. Hess. Geol. Landesanst. 5. Folge, H. 18, 1937),
4. der Essexitbasalt vom Stöffel, Westerwald, Mittel aus 2 Analysen (E. LEHMANN, Chem. d. Erde, 5, 1930),
5. das Mittel von 6 Atlantitanalysen (ausgenommen der Fremdmaterial enthaltende Atlantit vom Abhang des Manganguru) aus dem Gebiet der Rungwe-Vulkane (E. LEHMANN, Z. Vulkanologie. Erg.-Bd. 4, 1924), mit folgenden Zusammensetzungen:

	SiO_2	TiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1.	49,25	2,71	0,35	14,05	3,43	9,93	0,21	6,77	10,20	2,48	0,62
2.	48,78	1,39	0,47	15,85	5,37	6,34	0,29	6,03	8,91	3,18	1,63
3.	44,47	2,20	0,64	14,43	4,04	7,79	0,20	10,35	9,84	2,64	1,22
4.	45,13	2,94	0,12	13,19	4,73	6,88	0,16	11,80	8,82	2,66	1,69
5.	42,39	2,44	1,12	15,19	4,86	7,97	n.b.	8,20	11,95	3,08	1,40

Der Vergleich wurde an Hand der Basiswerte vorstehender Analysen durchgeführt, lediglich unter Überführung von Fs in Mt. Ru wird als solches aufgeführt. Es mag zum Teil für SiO_2 im Olivin eintreten, zum Teil auf einer Ilmenitbeimengung des Magnetits beruhen. Auf das Ergebnis der Rechnung ist es ohne Einfluß. Welche Veränderungen Kp, Ne und Q erleiden, wenn die über den Basiswerten des Keratophyrmittels liegenden Werte der Basalte einschließlich eines eventuellen Albitbetrags im Plagioklas abgezogen werden, zeigt nachstehende Tabelle 35.

Aus der Zusammenstellung sind die Einwirkungen gravitativer Kristallisations-differentiation unter den gemachten Annahmen bezüglich Art der beteiligten

Tabelle 35. Berechnete Beträge K_p , Ne und Q als Ergebnis gravitativer Kristallisationsdifferentiation in Basaltmagmen verschiedener Zusammensetzung zum Vergleich mit K_p , Ne und Q des Keratophyrmittels.

Angenommenes Ausgangsmagma	Außer Fo, Fa, Mt. (Ru) wandern ab	Summe abgewandelter Komponenten (Mol-%)	Berechnet im Magmarest			
			K_p	Ne	$K_p + Ne$	Q
Kont. Plateaubasalt	Cs, An	54,6	5,4	33,8	38,2	52,7
Basalt-Mittel (Daly)		46,1	12,0	35,7	47,7	44,2
Vogelsberg-Basalt		57,5	12,1	38,8	50,9	41,0
Essexitbasalt		54,6	15,0	36,0	51,0	40,9
Atlantit		57,1	13,4	44,4	57,8	34,1
Kont. Plateaubasalt	Cs, $An_{60}Ab_{20}$	59,6	6,2	30,5	36,7	55,2
Basalt-Mittel (Daly)		51,8	18,7	33,0	46,7	45,2
Vogelsberg-Basalt		63,0	14,4	35,7	50,1	41,8
Essexitbasalt		57,6	16,3	34,3	50,6	41,3
Atlantit		61,6	15,4	42,8	58,2	33,7
Kont. Plateaubasalt	Cs, $An_{60}Ab_{40}$	70,6	9,4	18,0	27,4	64,5
Basalt-Mittel (Daly)		61,1	17,9	26,3	44,2	47,7
Vogelsberg-Basalt		72,5	21,4	26,2	47,6	44,3
Essexitbasalt		65,1	20,9	28,5	49,4	42,5
Atlantit		72,1	23,2	36,6	59,8	32,1
Im Keratophyrmittel sind enthalten		18,9	26,1	45,0	46,9	

Komponenten und der Zusammensetzung der basaltischen Magmen ohne weiteres ersichtlich. Sie lassen erkennen: 1. Eine derartige Ableitung des Keratophrys ist durchaus möglich. 2. Als Ausgangsmagmen kommen das pazifische plateaubasaltische und das dem Atlantit entsprechende einer Provinz mit starker Natronvormacht nicht in Betracht. 3. Die Summen $K_p + Ne$ sind für jede der bezüglich des absinkenden Plagioklas gemachten Annahmen ebenso wie die resultierenden Q -Beträge bei schwach alkalibasaltischem Ausgangschemismus mit den entsprechenden Keratophyrwerten verträglich. Das Verhältnis $K_p:Ne$ variiert naturgemäß mit der jeweils angenommenen Plagioklasmischung. Die tatsächlich festgestellte Variabilität innerhalb der Keratophyrguppe lässt sich damit jedoch nur zum Teil erklären. Es müssen notwendig andere Faktoren hinzukommen, die die Alkalivariation verstärken, Faktoren, die wahrscheinlich in einem späteren, durch die Kristallisation von reinem Albit und reinem Orthoklas gekennzeichneten Stadium wirksam werden. In ihm wird der Differentiationsprozeß zunehmend komplex im Sinne der von NIGGLI gegebenen Definition [71]. 4. Der erforderliche Gesamtbetrag absinkender Komponenten bewegt sich zwischen rund 50 und 70% des basaltischen Bestandes. Schon das setzt einen relativ hohen Temperaturbereich, eine relativ große Tiefe und eine lange Dauer ohne äußere dynamische Einwirkungen, also im wesentlichen eine Differentiation unter statischen Bedingungen voraus. „Frühdifferentiation“ und „Spätdifferentiation“ unterscheiden sich hierin grundsätzlich. Das Auftreten der Keratophyre extremer Zusammensetzung, etwa derjenigen vom Typus Aull-Hambach und Wirbelau-Falkenbach mit auffallend niedrigen Summen $K_p + Ne$ und hohem Q , oder vom Typus Justusmühle-Rupbachtal mit hohem $K_p + Ne$, jedoch niedrigem Q mag mit Störungen von außen zusammenhängen. Vielleicht noch sinnfälliger drängt sich, obschon weder $K_p + Ne$ noch Q sich vom Mittel wesentlich entfernen,

dieser Eindruck beim Keratophyr von Katzenelnbogen durch dessen Muskovitreichtum und schiefrigen Texturcharakter auf.

Man fragt sich unwillkürlich nach dem *Verbleib dieser großen Mengen abgesunkener Stoffe*. Die „Hornblendediabase“, die zutreffender als Alkaliporphyrite zu bezeichnen sind, könnten an und für sich als ein Produkt solcher Anreicherung aufgefaßt werden, doch beeinträchtigt weitgehende Albitisierung eine Entscheidung auf rein petrographischer Basis. Vorläufig vermag ich sie jedenfalls nicht zu treffen und muß sie künftiger Untersuchung anheimstellen. Für jene Auffassung spricht die räumliche Vergesellschaftung der Alkaliporphyrite mit den Hauptkeratophyrzentren, dagegen die hinter dem Keratophyr zurückstehende mengenmäßige Ausbreitung. Aber wie gesagt, ohne weitere Untersuchung möchte ich mich nur unter Vorbehalt hierzu äußern. Wichtiger erscheint es, ausdrücklich hervorzuheben, daß die Weilburgite, insbesondere auch deren melanokratische Vertreter, nicht als derartige Derivate angesprochen werden können. Das geht unter anderem aus den Erörterungen unter III, 1 eindeutig hervor. Wenn der Differenzierungsprozeß im ursprünglichen Magmahorizont stattgefunden hat, dann ist es auch vielleicht nicht zu erwarten, daß sich der Einfluß des zugewanderten Kristallalts wesentlich bemerkbar macht. Vielmehr kann eine derart weitgehende Verteilung erfolgt sein, daß sie in späteren Magmatiten (etwa in den kulmischen Diabasen) nur wenig hervortritt.

Vergleichen wir nun in analoger Weise wie den Keratophyr *den Weilburgit mit basaltischen Zusammensetzungen*, so können wir von vornherein den kontinentalen Plateaubasalt und den Atlantit ausschließen, da nur das gleiche Ausgangsmagma für beide Entwicklungen in Betracht kommen kann. Schon die Gegenüberstellung der Basiswerte ergibt die auffallende Tatsache, daß Fa im Weilburgit höher ist als in den fraglichen Basalten, insbesondere im Basaltmittel DALYS (+ 2,5) und im Essexitbasalt des Stöffel (+ 1,6), während der Unterschied unwesentlich ist im Vogelsberg-Basaltmittel (0,2). Strenggenommen würde das also bedeuten, daß Fa sich der Bewegung von Kp und Ne anschließen oder zum mindesten am Absinken unbeteiligt bleiben müßte. Daß andererseits im Basaltmittel Q etwas höher ist als im Weilburgit, ist ein weiteres, von der theoretischen Forderung abweichendes Moment. Wir wollen aber Q und Ru zusammenfassen und so auch rein zahlenmäßig die Q-Verminderung ausschalten. Aus Analogiegründen wird in den beiden anderen Fällen ebenso verfahren, was angesichts der geringen Differenzen (+ 0,6 und + 0,1) für den resultierenden Betrag von Q belanglos ist. Das Ergebnis der Berechnungen gibt Tabelle 36 wieder.

Die erste Annahme bezüglich der abgesunkenen Komponenten liefert für Ne die maximal mögliche Menge, für Q den Minimalbetrag, die letzte Annahme dagegen für Ne den wahrscheinlichen geringsten, für Q den wahrscheinlichen höchsten Betrag. Im ganzen jedoch differieren die errechneten Werte wenig, weder im Hinblick auf die 3 Basaltvarietäten, noch im Hinblick auf den Charakter des angenommenen Plagioklas. Ein Einzelwert, beispielsweise Ne in der zweiten oder Kp in der vorletzten Reihe, mag sich zwar dem entsprechenden Weilburgitwert stark nähern, aber das besagt wenig, solange mit einer solchen Angleichung eine verstärkte Abweichung der anderen Werte (Kp im ersten, Ne im zweiten Fall) verbunden ist.

Tabelle 36. Berechnete Beträge K_p , Ne und Q (+ Ru) als Ergebnis gravitativer Kristallisations-differentiation in Basaltmagmen verschiedener Zusammensetzung zum Vergleich mit K_p , Ne und Q des Weilburgitmittels.

Angenommenes Ausgangsmagma	Außer Fo und Mt wandern ab	Summe abgewandelter Komponenten (Mol-%)	Berechnet im Magmarest			
			K_p	Ne	$K_p + Ne$	Q
Basalt-Mittel (Daly) . . .	Cs, An	18,3	8,1	24,1	32,2	37,9
Vogelsberg-Basalt . . .		29,4	7,7	24,9	32,6	37,5
Essexitbasalt . . .		27,4	9,6	23,1	32,7	37,4
Basalt-Mittel (Daly) . . .	$Cs, An_{80}Ab_{20}$	20,8	8,5	23,2	31,7	38,4
Vogelsberg-Basalt . . .		31,9	8,3	24,1	32,4	37,7
Essexitbasalt . . .		28,4	9,9	22,7	32,6	37,5
Basalt-Mittel (Daly) . . .	$Cs, An_{60}Ab_{40}$	27,6	9,4	21,3	30,7	39,4
Vogelsberg-Basalt . . .		36,4	9,3	21,4	30,7	39,4
Essexitbasalt . . .		29,7	10,2	22,0	32,2	37,9
Im Weilburgitmittel sind enthalten		12,3	25,6	37,9	32,0	

Für die Beurteilung der Ergebnisse ist folgendes wesentlich: 1. Unabhängig von der Annahme bezüglich der absinkenden Komponenten bleibt $K_p + Ne$ stets erheblich unterhalb $K_p + Ne$ des Weilburgits. Das trifft auch zu, wenn wir etwa Wo und En an Stelle von Cs und Fo als absinkende feste Phasen in Rechnung stellen. 2. Da ausschließlich die abwärts gerichtete Stoffwanderung berücksichtigt wurde, stellen die Werte für Q untere Grenzwerte dar. Auch sie würden durch Einführung von Wo und En an Stelle von Cs und Fo sich nur wenig senken. Jedes Differentiat müßte also wesentlich saurer werden als der Weilburgit. Gerade Q besitzt innerhalb der Weilburgitgruppe eine sehr geringe Variationsbreite. Soweit der Mittelwert um zwei und mehr Einheiten überschritten wird, handelt es sich fast ausschließlich um Fälle, in denen auch $K_p + Ne$ höher liegt, oder aber um Fälle mit sekundärer SiO_2 -Zuwanderung und mit Augitbildung infolge Karbonataufnahme. *Im Gegensatz zum Keratophyr lässt sich also der Weilburgit durch fraktionierte Kristallisation nicht ohne weiteres von einem basaltischen Magma herleiten.*

Hinzu kommt nun aber noch ein weiterer Einwand prinzipieller Art gegen die Deutung des Weilburgits als unmittelbares und einfaches Derivat irgendeines basaltischen Magmas. Wenn eine im Untermitteldevon abgeschlossene Differentiation größten Ausmaßes ein Differentiat keratophyrischen Charakters geliefert hat, dann ist schwer einzusehen, wieso dasselbe basaltische Ausgangsmagma nun als Ergebnis einer erneut stattgefundenen Differenzierung im späten Oberdevon ein vom früheren so erheblich verschiedenes Produkt liefern konnte, ein Produkt, in dem die Gehalte an Kieselsäure, Alkalien und femischen Stoffen auf eine Entwicklungsstufe hinweisen, die das keratophyrische Stadium noch nicht erreicht hat, der Wassergehalt jedoch auf eine solche, die über dasselbe hinaus fortgeschritten ist.

Vom H_2O -Gehalt konnte bei den vorstehenden Betrachtungen abgesehen werden, da dieser in einem magmatischen Frühstadium, wie wir es für den Differenziationsprozeß angenommen haben, und in den Tiefen, in die wir diesen verlegt haben, als ein solcher von durchschnittlicher Höhe, seine Steigerung erst als eine Folge der Kristallisation und Abspaltung wasserfreier Phasen angesehen

werden konnte. Allerdings besteht hinsichtlich der Höhe dieses Durchschnittsgehalts keineswegs Klarheit. Außer GILLULY [31], dessen Auffassung bereits erwähnt wurde (S. 99) vertreten PHEMISTER [75] und neuerdings erneut DALY [13] die Ansicht, daß der H_2O -Gehalt des basaltischen *Magmas* beträchtlich über dem Durchschnittsgehalt basaltischer *Gesteine* gelegen habe, während BOWEN [5] auch neuerdings Gründe für einen niedrigen primären H_2O -Gehalt des basaltischen *Magmas* geltend macht, allerdings mit dem Bemerkten "the divergence of views illustrates once more the unsatisfactory state of our knowledge" (s. auch S. 140). Für die weilburgitische Schmelze läßt sich jedoch ein hoher H_2O -Gehalt nicht in Abrede stellen, die Art seines Zustandekommens freilich läßt sich nicht ohne weiteres beantworten. Einen gewissen Anhalt geben vielleicht die Verhältnisse in den Keratophyren, deren bereits erwähnter sprunghafter Wechsel von H_2O mir nicht für eine reine Abhängigkeit von Kristallisationsdifferentiation zu sprechen scheint, vollends nicht, wenn wir feststellen, daß hohes H_2O teils an saure, teils an basische Vertreter gebunden ist und vorwiegend mit einer Zunahme an mafitischen Komponenten Hand in Hand geht.

Wie wir uns nun die äußereren Bedingungen für den weilburgitischen *Magma-zustand unmittelbar vor und während der Aufstiegsphase* etwa vorzustellen haben, dafür bieten sich naturgemäß nur ganz allgemeine Anhaltspunkte. Der H_2O -Gehalt übertraf wahrscheinlich noch den Durchschnittsgehalt der *Gesteine* (14 Mol-%), da mit einem gewissen H_2O -Verlust während des Aufsteigens gerechnet werden muß. Die Möglichkeit zur Abspaltung einer Gas- oder Dampfphase bestand jedoch offenbar nur in beschränktem Umfang, zum mindesten kam es in keinem Stadium zu einem spontan und explosionsartig verlaufenden Siedeprozeß. Ein solcher hätte zweifellos zu ausgedehnter Tuffbildung führen müssen, während eindeutige Weilburgitfragmente sich bisher in den Tuffen nicht nachweisen ließen. Das dürfte mit dem geringen Ausmaß bzw. der *Langsamkeit und Stetigkeit tektonischer Bewegungen während der obermitteldevonischen und oberdevonischen Zeit* kausal verknüpft sein. Es ist daher auch nicht verwunderlich, daß echte Gangbildungen mit durchgreifender Lagerung große Ausnahmen bilden. Es herrschen *Lagergänge* mit relativ geringer Längserstreckung, besonders im frontalen Teil oft boudinageähnlich unterbrochen (vgl. [57], Tafel 18 und 19), von H. RICHTER besonders im Gebiet Balduinstein, Fachingen, Diez beobachtet und festgelegt (vgl. [78], Fig. 2–7), in linsenförmiger Reihung und Scharung, in den Mittelpartien zu Buckeln gestaut, wodurch äußerliche Ähnlichkeit mit Lakkolithen entsteht, von RICHTER mit Fischform verglichen oder als Kissen und Wulste bezeichnet. Das Gesamtbild wiederholt mehr oder weniger die mikroskopischen Erscheinungen der Injektionsschlieren im Keratophyrtuff und Massenkalk, denen meines Erachtens der Schalstein in der Hauptsache seine Entstehung verdankt (Abb. 125*–132*, 136*–139*, 142*–146*). Der phänomenologische Gesamtkomplex spricht für eine *relativ hohe Leichtflüssigkeit und Mobilität der Schmelze* und für *Wechselbeziehungen zum intermittierenden, pulsierenden Ablauf der tektonischen Bewegung*.

Aus der Tatsache der unmittelbaren Chloritausscheidung muß auf relativ niedrige Temperatur und entsprechend niedrigen Druck geschlossen werden. Beide lagen jedenfalls unter den erforderlichen Werten für eine umfassende Biotitbildung, die nach dem Chemismus möglich war, aber konstant tatsächlich nur

in einem einzigen, offenbar lokal bedingten Fall (Nr. 39) in mäßigem Umfang realisiert ist. Die Bedingungen des Pegmatitstadiums waren also zweifellos unterschritten, die Schmelze befand sich wahrscheinlich im Zustand des pneumatolytisch-hydrothermalen Grenzbereichs. Sie hat somit *im wesentlichen das hydrothermale Stadium durchlaufen*, während das *Schwergewicht der vorausgegangenen Erzbildung mehr im pneumatolytischen Bereich zu suchen sein dürfte*. Auf Grube Königszug wird ein verhältnismäßig reines Hämatiterz von einem bis zu 25 cm mächtigen Gang typischen Weilburgits durchsetzt. Will man einen Zahlenwert für die obere Temperaturgrenze des weilburgitischen Magmas nennen, so dürfte dieser etwa um 500° herum liegen.

Nach GORANSONS Untersuchungen [35] beträgt der H₂O-Sättigungswert bei 967 at (3½ km Tiefe) rund 6% bei 600°. Er ist vom Druck stärker abhängig als von der Temperatur, würde also bei annähernd der gleichen Temperatur in etwa 3 km Tiefe ungefähr bei 5%, in etwa 2 km Tiefe ungefähr bei 4% liegen. Wenn wir diese Zahlen näherungsweise auch für die weilburgitische Zusammensetzung akzeptieren, dann entspräche der H₂O-Gehalt der Weilburgite etwa dem Sättigungswert des Magmas in ungefähr 3½ km Tiefe.

Hiernach könnte man versucht sein, eine späte *Wasseraufnahme aus dem Nebengestein* in Erwägung zu ziehen. Ganz allgemein erscheint mir ein solcher Vorgang überhaupt nur annehmbar, wenn Teile des Nebengesteins allseitig vom Magma umschlossen werden. Andernfalls wandern die Dämpfe in Richtung des Temperaturgefälles, d. h. aus dem Magma in das umgebende Gestein, nicht aber umgekehrt¹. Außerdem müßte man dann auf Grund der primären Natur und der zeitlichen Bildungsdauer des Chlorits auch MgO und FeO zum größten Teil aus dem Nebengestein herleiten. Abgesehen davon, daß kein älteres Gestein existiert, durch dessen Assimilation ein derartiger Effekt erreichbar wäre, steht dem die Höhe der Temperatur einer Schmelze entgegen, die wir uns nach der Natur der bereits kristallisierten und noch im Stadium der Kristallisation befindlichen Feldspate als ein keratophyrähnliches Differentiat eines basaltischen Magmas vorstellen müßten. So führt auch diese an die Frage nach dem Zustand der weilburgitischen Schmelze anknüpfende Betrachtung nicht zu einem Ergebnis, das für unmittelbare Abstammung aus einem basaltischen Ausgangsmagma spricht.

¹ Wenn wir allerdings, wie dies BOWEN [5] in Betracht zieht, mit der Möglichkeit rechnen, daß ein bereits weitgehend kristallin gewordenes Material (im speziellen Fall Olivin), das nur warm oder mäßig heiß ist, unter gewissen Voraussetzungen in ein relativ wasserreiches Nebengestein eindringt, dann mag bei geeigneter Beschaffenheit des Materials vielleicht der Fall eintreten, daß dieses das Wasser aus dem umgebenden Gestein begierig absorbiert und als Desiccator wirkt. Aber es fehlen jegliche Anzeichen, die uns zur Annahme jener Voraussetzungen bezüglich Material und Intrusionsmechanik berechtigen. Die Alkalifeldspate sind nicht serizitiert oder kaolinisiert, die Kalinatronfeldspate zum großen Teil nicht entmischt, Pressungs- und Streckungsphänomene fehlen, die Anordnung leistenförmiger Feldspate ist nur gelegentlich fluidal, in karbonathaltigen Vorkommen ist die Form der Karbonatgebilde großenteils die normaler Mandeln, teilweise sogar eckig, nur relativ selten schlierig. Schwache Kontaktwirkungen lassen sich außerdem in Einzelfällen feststellen. Der Zustand des bewegten Stoffes war, das kann keinem Zweifel unterliegen, der eines Schmelzflusses, höchstwahrscheinlich sogar eines solchen von gesteigerter Mobilität. So niedrige Temperaturen, wie sie BOWEN in Erwägung zieht, dürften im Aktivitätstadium schwerlich schon erreicht gewesen sein.

Und schließlich noch ein letzter Hinweis im gleichen Sinne. Wie ist es erklärlich, so wollen wir fragen, daß *im Bereich des tertiären Basaltmagmatismus*, wo doch trachydoleritische bzw. essexitgabbroide, therolithische, trachytische und phonolithische Differentiationsprodukte reichlich vertreten sind, *Gesteine vom Charakter der Weilburgite bisher nirgends bekanntgeworden* sind und wahrscheinlich auch nicht existieren? Das könnte doch wohl schwer möglich sein, wenn der Weilburgit als Ergebnis einer einfachen oder auch komplexen Kristallisationsdifferentiation sich in die Reihe Basalt-Trachyt einfügte. Obschon der H₂O-Gehalt außer acht gelassen wurde, haben wir schon bei der Suche nach chemisch vergleichbaren Gesteinstypen feststellen müssen, wie schwer es ist, solche aufzufinden, und wie es sich durchweg um seltene Gesteine handelte, die einen Vergleich zuließen, und wie auch diese regelmäßig eine von der weilburgitischen verschiedenen Mineralassoziation aufwiesen. Das kann nicht Zufall sein, sondern muß die Schlußfolgerung nahelegen, daß besondere Faktoren die Weilburgitentstehung beeinflußt haben.

Eine ebenso bemerkenswerte Tatsache ist es ferner, daß *Weilburgite* (bzw. „*Spilite*“) *allgemein an die Vergesellschaftung mit Keratophyren und Diabasen gebunden* zu sein scheinen und, so können wir weiter sagen, *auf den vortertiären, ja vielleicht sogar auf den karbonisch-devonischen Magmatismus beschränkt* bleiben. Bis zu einem gewissen Grade läßt sich weiterhin trotz aller Kongruenz in den Einzelgesteinen der verschiedenen Zyklen magmatischer Aktivität für jeden der großen geologischen Zeitalterschnitte eine eigene Note im Chemismus und in der Assoziation der magmatischen Gesteine feststellen, in der sich eine *Evolution des irdischen Magmas* abzeichnet. Darin scheint mir die große Schwierigkeit zu beruhen für jeden Versuch, auf Grund des Gesteinscharakters und der Gesteinsfolge innerhalb der verschiedenen Epochen ein einheitliches und für alle Epochen gültiges „*Gesetz des Magmatismus*“ aufzustellen.

3. Allopegmageneze als bestimmender Faktor bei der Weilburgitentstehung sowie Bemerkungen über deren Auftreten, geologischer Bedeutung und Verhältnis zur Anatexis und zur Metasomatose.

Es besteht aber noch eine *dritte Möglichkeit* für die Entstehung eines Chemismus und einer Mineralassoziation weilburgitischer Art, und diese hat, um es vorwegzunehmen, meines Erachtens die größte Wahrscheinlichkeit für sich. Bei der offensichtlichen und im Verlauf unserer Betrachtungen im einzelnen belegten Verwandtschaft der Weilburgite und Keratophyre liegt die Annahme, daß beide ein und demselben Magma keratophyrischen Charakters entstammen, von vornherein nahe, und von ihr sind wir bereits bei den Erörterungen unter IV, 1 ausgegangen. Aber im Gegensatz zu der *rein endogenen Entwicklung* dort, die in mehrfacher Hinsicht zu einem unbefriedigenden Ergebnis führt, wollen wir nunmehr *eine solche unter exogenem Einfluß* prüfen. Da die Aufnahme und Assimilation sedimentären Nebengesteins aus verschiedenen bereits erwähnten Gründen ausgeschlossen erscheint, ältere magmatische Gesteine aber, vermöge deren die erforderliche Wirkung erreichbar wäre, überhaupt nicht bekannt sind, kann eigentlich nur an eine *Beeinflussung* gedacht werden, die mit dem im wesentlichen postweilburgitischen Diabasmagmatismus zusammenhängt bzw. von *einem Magma diabasartiger Zusammensetzung* ausgegangen ist.

Den Sitz dieses Magmas müssen wir wohl in einen tieferen Horizont verlegen als den des Keratophyrmagmas. Letzteres stellt seinerseits das Resultat einer vorausgegangenen magmatischen Differentiation dar, die, nach der genetischen Verknüpfung der Keratophyre mit den Eisenerzen zu urteilen, nicht einfacher Natur war, d. h. durch die elementare Spaltung eines basaltischen Magmas nicht restlos erfaßt wird, obschon, wie wir festgestellt haben, rein additiv die direkte Ableitung einer keratophyrischen aus einer basaltischen Zusammensetzung möglich ist. In welcher Tiefe derartig umfassende Differentiationsprozesse sich abspielen konnten, entzieht sich unserer Kenntnis. Grundsätzlich sehe ich aber kein Bedenken, ihren Sitz in die eigentliche Magmazone zu verlegen. Ich möchte ferner glauben, daß die zeitweilige *Aufwärtsbewegung* von Teilen aus dieser Zone sich nicht in einem Zuge, vielmehr *in Etappen* vollzog, die zeitlich durch die *Bewegungsvorgänge im Bereich höherer Krustenteile* geregelt wurden, und daß Umfang und Beschaffenheit des aufsteigenden Materials durch den Grad der Entlastung und Entspannung in der Hangendregion bestimmt wurden.

Aus den gleichen Erwägungen ist es meines Erachtens *nicht notwendig, daß die Aktivität eines Magmas bestimmter Zusammensetzung in ihrem Gesamtumfang in den Rahmen eines abgegrenzten geologischen Zeitabschnitts eingespannt bleibt*. Das wird zwar im allgemeinen für das Aktivitätsmaximum zutreffen, schließt aber keinesfalls das Auftreten einzelner Vorläufer innerhalb einer geologisch älteren oder einzelner Nachzügler in einer geologisch jüngeren Periode aus. Gera de der Diabasmagmatismus im Lahn-Dillgebiet liefert hierfür ein markantes Beispiel. Wir können unmöglich für die „Hornblendediabase“ (Alkaliporphyrite), die Alkalidiabase und die normalen Diabase verschiedene Magmahorizonte bzw. Magmaberde annehmen, obwohl nach der bestehenden Auffassung sie teils im Devon, dann aber hauptsächlich im Karbon zur Entfaltung gekommen, jedenfalls also nicht geologisch gleichaltrig sind. Man muß sich vergegenwärtigen, daß die Außenbedingungen auch auf relativ engem Raum erheblich variieren können, und andererseits, daß das Magma ein überaus reaktionsbereites System gegenüber derartigen Einwirkungen von außen darstellt.

Das Aufhören der Aktivität des keratophyrischen Magmas um das Ende des unteren Mitteldevons mag teils auf einem Energieabfall im Herd, teils auf einer Verstärkung des Widerstandes innerhalb der darüber liegenden Krustenpartie beruhen, *besagt aber nicht, daß das keratophyrische Magma im Herd erschöpft war*. Nehmen wir letzteres nicht an, so war meines Erachtens die Möglichkeit einer erneuten Energiesteigerung und zugleich einer Veränderung der Zusammensetzung gegeben, die beide von dem tieferen basaltischen Magmahorizont ausgingen. Auch dieser konnte von Änderungen der Spannungszustände in den darüber liegenden Horizonten nicht unberührt bleiben, einmal nicht von der keratophyrischen Magmaabwanderung an die Oberfläche, zum anderen nicht von etwaigen späteren Krustenbewegungen.

Fragen wir nun, wie die infolge der genannten Vorgänge eintretenden Bedingungsänderungen sich auf das basaltische Magma auswirkten, so scheint mir eine Wirkung die zu sein, daß durch das Nachlassen des Außendrucks leichtflüchtige Stoffe aus dem Magma frei wurden und nach oben strömten. Vor allem also H_2O . Es ist dazu nicht unbedingt erforderlich, daß unter den vor dem Störungseinfluß gegebenen Bedingungen das Magma an H_2O gesättigt war, die Störung

selbst konnte für die Erreichung der Sättigungsgrenze mit verantwortlich sein. Immerhin dürften die Verhältnisse gerade in dem zur Diskussion stehenden Fall sehr für einen weit über dem normalen basaltischer Gesteine gelegenen Wassergehalt sprechen. Die von BOWEN [5] angeführten Gründe gegen die Möglichkeit hoher Wassergehalte in großen Teufen scheinen mir nicht ohne weiteres stichhaltig zu sein. Die Mineralbildung in den verschiedenen Tiefenzonen der Metamorphose läßt sich doch wohl nicht ohne weiteres zu Rückschlüssen auf die flüssige Phase heranziehen, schon deshalb nicht, weil im ersten Fall bereits vor dem Eintreten katazonaler, unter Umständen sogar mesozonaler Bedingungen eine Verdampfung und teilweise Abwanderung des nichtgebundenen Wassers aus dem Reaktionsraum stattfinden konnte, während in der Epizone infolge unzureichender Temperatur eine Verdampfung und daher auch eine Abwanderung ausblieben. Die optimalen Reaktionsbedingungen bot wahrscheinlich die Mesozone und hier begegnen wir unter anderem doch auch einer sehr verbreiteten Serizit- und Muskovitbildung.

Einer solchen *Gas- oder Dampfzufuhr aus der tieferen Magmazone* könnte man schon den starken H₂O-Anstieg und die besondere Ausbildung der Keratophyre von Wirbelau-Falkenbach und aus dem Rupbachtal, aber auch die des Keratophrys bei Katzenelnbogen zuschreiben, die ersteren charakterisiert durch Chlorit, der letztere durch Muskovit, beides ohne eine lokalisierte H₂O-Zunahme im Magma undenkbar. DALY [13] weist auf die starke Variabilität des H₂O-Gehalts selbst in verschiedenen Strömen desselben Vulkans und in verschiedenen Oberflächenbasalten hin, ein Zeichen dafür, wie empfindlich das Magma auf jeden Bedingungswechsel gerade in bezug auf seinen Gehalt an leichtflüchtigen Stoffen reagiert, und es mögen oft genug nur ganz lokale Einflüsse für solchen Wechsel verantwortlich sein.

Bleiben wir zunächst beim H₂O-Gehalt und wenden uns den *Weilburgiten* zu. Auf die, von den Vertretern des Melatypus abgesehen, erstaunlich gleichmäßige Höhe ihres Wassergehalts wurde wiederholt hingewiesen. Man kann sich nicht des Eindrucks erwehren, daß hierin die Erreichung eines *Grenzwertes* sich ankündigt, und es liegt nahe, hierbei an den *Sättigungswert des Magmas* zu denken.

Eine lange, das obere Mitteldevon und Oberdevon umfassende Zeit magmatischer Ruhe trennt die magmatische Phase des Keratophrys von der des Weilburgits. Allein schon die mit dem oberen Mitteldevon einsetzende Häufigkeit eines relativ raschen Fazieswechsels in unserem Gebiet läßt auf die tektonische Unruhe im gleichen Zeitabschnitt schließen. In seinen Beginn fällt nach AHLBURG-KEGEL [2] die „zweite tektonische Hauptphase“ mit großen randlichen Einbrüchen sowie Faltung und Aufrichtung des Unterdevons und unteren Mitteldevons, während erneute Gebirgsbewegungen im höheren Oberdevon, d. h. gegen sein Ende zu angenommen werden. Nach RICHTER [78] sind oberes Mitteldevon und unteres Oberdevon in den antikinalen Zonen einer die Struktur des Gesamtgebiets bestimmenden Großfaltung durch ein Absinken, in den synkinalen Zonen durch eine Hebung gekennzeichnet. In jedem Fall fehlte es also im fraglichen Zeitintervall nicht an tektonischen Vorgängen, vermöge deren Druckinhomogenitäten entstehen und Entspannungen eintreten konnten, die, wenn im einzelnen vielleicht auch ungleich in ihrer Tiefenwirkung, sich letzten Endes doch bis in große Tiefen durchsetzten und ein Freiwerden leichtflüchtiger Stoffe aus dem

basaltischen Magmabereich, d. h. die Bildung einer Dampfphase bzw. fluiden Phase nach sich zogen.

Innerhalb der nicht zur Eruption gelangten, teilweise vielleicht noch als unmittelbare Oberschicht des basaltischen Ausgangsmagmas, insbesondere aber in einem oder mehreren höheren Stockwerken steckengebliebenen, bereits mehr oder weniger abgekühlten und kristallisierten Anteile des Keratophyrmagmas mußte diese *Zufuhr einer dampfförmigen bzw. fluiden Phase einmal eine Unterbindung weiterer Abkühlung, im weiteren Verlauf eine Vermehrung des Wärmeinhalts und damit eine Wiederbelebung, zum anderen eine Vermehrung des Gehaltes an leichtflüchtigen Stoffen* im Gefolge haben. Bis zu welchem Grade letzteres möglich war, wird, eine geeignete Zusammensetzung des Dampfes vorausgesetzt, im wesentlichen vom Grad der Intensität und von der Spontanität des druckvermindernden Vorgangs abhängen. Soweit ich das zu beurteilen vermag, sprechen die der fraglichen Periode zuzuschreibenden Bewegungseffekte in beider Hinsicht mehr für evolutionären als für revolutionären Charakter. Andernfalls wäre es wohl schon im Devon zu jener Aktivität des basaltischen Magmas gekommen, die dann in der spätkulmischen tektonischen Hauptphase, der Phase der eigentlichen Hauptfaltung in unserem Gebiet, erfolgte. Man ist geradezu versucht, aus der Art der Magmenentwicklung und aus der Möglichkeit zur Entstehung eines Magmas weilburgitischer Prägung auf einen relativ ruhigen und rhythmischem Ablauf des tektonischen Geschehens zurückzuschließen. In dieser Hinsicht kommt meines Erachtens die Konzeption RICHTERS, daß der geologische Bau durch die antikinalen und synkinalen Elemente einer Großfaltung im Geosynkinalbereich und deren wechselnde Bewegungstendenz bestimmt sei, einer derartigen petrologischen Entwicklung mehr entgegen als die Deutung von AHLBURG-KEGEL. Selbstverständlich kann jedoch das petrologische Moment für sich allein nicht als ausreichender Beweis gewertet werden, allein schon deshalb nicht, weil der petrologischen Deutung selbst nur ein Wahrscheinlichkeitswert zukommen kann, für den allerdings die physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten den Maßstab bilden.

Zumindest zeitweilig bildete nach dieser Vorstellung *keratophyrisches Material gewissermaßen das Auffangreservoir für Stoffe aus einem tieferen Magmahorizont abweichender Zusammensetzung*. Das anfänglich zwischen beiden entstandene relativ schwache Druckgefälle blieb über geraume Zeit aufrechterhalten und führte zu einem zunehmenden Dampfdruck im höheren Niveau, der jedoch den Belastungsdruck erst in einem späten Stadium erreichte. Die Möglichkeit zur Dampfaufnahme bis zur Sättigungsgrenze war damit gegeben. Bei anhaltendem Nachlassen des Außendrucks und sich verstärkendem Innendruck wurde das gleichzeitig auf eine erhöhte Temperatur gebrachte Magma schließlich zu erneuter Aufwärtsbewegung befähigt. Aber auch diese vollzog sich in ständiger Anpassung an den tektonischen Vorgang, d. h. mit geringer Durchschnittsgeschwindigkeit. Das Magma, noch immer relativ niedrig temperiert, jedoch durch starke H_2O -Aufnahme von hoher Mobilität, verhielt sich dabei im wesentlichen passiv. Mochte auch ein Überschuß an Dampf dem aufwärtswandernden Magma den Weg bahnen, zu explosiver Wirkung fehlte der erforderliche Überdruck. Tuffe aus weilburgitischem Material sind mir im Lahngebiet bisher nicht bekanntgeworden. Der Vorgang glich mehr einer *Immigration* als einer *Intrusion*. Nur

so wird auch die Rolle des Magmas bei der Schalsteinbildung verständlich, für die die Bezeichnung *Infiltration* besser zutreffen mag als die Bezeichnung *Injektion*. Unter solchen Umständen erscheint es nicht ausgeschlossen, daß *lokal sich auch das an Aktivität überlegene basaltische Magma als solches in die Aufwärtsbewegung einschaltete, eine Magmenvermischung an Stelle der früheren Spaltung stattfand* und Zusammensetzungen mit essexitischem und melasyenitischem Gesamtcharakter entstanden, wie sie gerade im Lahngebiet stellenweise beobachtet und in einer nachfolgenden Arbeit behandelt werden.

Dieses mehr vom Magmacharakter aus gesehene Bild des Aufstiegsmechanismus bedarf der Ergänzung von der geologischen Seite. Es ist überraschend, daß *nirgends im Lahngebiet gangförmige Gebilde größerer Umfangs festzustellen sind, die als die Zuführkanäle angesprochen werden könnten*. Diesbezüglich besteht ein wesentlicher Unterschied von den Erscheinungen rezenter und tertiärer Vulkane, wo Gangbildungen zu häufigen Erscheinungsformen gehören, ein Unterschied auch von den ausgebreiteten Decken liefernden Spaltenergüssen und von den anderwärts gewöhnlichen Diabasgängen. Merkwürdig ist auch das Vorherrschen, ja man kann geradezu sagen die Ausschließlichkeit der Wulst-, Kissen- oder Fischform der größeren, Linsen- und Spindelform der kleineren Gesteinskörper bis herab zu mikroskopischen Dimensionen, wie sie uns vor allem im tuffogenen Schalstein entgegentreten und den Charakter des Schalsteins überhaupt weitgehend bestimmen. Das dürfte teils durch die Art der tektonischen Bewegungen, teils durch das Wirken der Dampfphase, teils durch die Mobilität des Magmas und im Falle des Schalsteins durch den Charakter des aufnehmenden Materials bedingt sein. Soviel scheint sicher, *Ausbreitung und Verteilung des Magmas in den oberen Horizonten der Kruste erfolgten flächenhaft*, wenn wir nicht die einzelnen Gesteinskörper ins Auge fassen, sondern deren Gesamtkomplex. Und das müssen wir wohl tun angesichts der wechselnden Dimensionen im einzelnen. Die Zufuhrbahnen des Magmas sind uns also unbekannt, in größerer Tiefe verborgen. In ihrer Gesamtheit bilden die Weilburgite, vielleicht von den Augitweilburgiten abgesehen, die normale Nachschübe darstellen könnten, *eine flache Intrusion, aufgelöst in einzelne Teile*. Den für das Ganze seinerzeit geprägten Ausdruck „*Differentialintrusion*“ möchte ich auch heute nach weiteren Beobachtungen im Gelände voll aufrechterhalten. Ebenso halte ich nach der Masse des geförderten Materials den Vergleich mit einem Pluton („*Schizopluton*“) für gerechtfertigt. Petrographisch allerdings gehören die Weilburgite ebenso wie die Keratophyre und Alkalidiabase ein und derselben „*volcanic series*“ im Sinne von KENNEDY [52] an. Aber was wäre geschehen und wie würden wir das Gestein beurteilen, wenn ohne die tektonischen Einflüsse das Magma in der Tiefe unter anderen Bedingungen und unter Zurückhaltung des eigenen und zugeführten Stoffbestandes, sagen wir als Granit oder Monzonit erstarrt wäre? Würde es dann nicht von uns als Glied einer „*plutonic series*“ beurteilt werden? Mit anderen Worten, die Trennung der beiden Assoziationen KENNEDYS ist vielleicht doch nicht eine so grundsätzliche, sondern mehr oder weniger eine durch die äußeren Umstände bedingte.

Zwischen Lahngebiet und Dillgebiet läßt sich trotz der lückenhafteren Untersuchung des letzteren jetzt schon ein bemerkenswerter Unterschied im Magmatismus feststellen. Im Lahngebiet ist der Diabasmagmatismus auffallend schwächer

entwickelt als im Dillgebiet. Im ersteren sind Keratophyre und Weilburgite die beherrschenden Elemente. Sie sind auch im Dillgebiet stark vertreten, stärker als dies auf den geologischen Karten zum Ausdruck kommt. Daneben aber kommt dem eigentlichen Diabasmagmatismus im Dillgebiet eine weit größere Bedeutung zu als im Lahngebiet. Sodann scheinen dort Alkalidiabase, wie die Untersuchungen von BRAUNS, DÖRMER, HEINECK und REUNING zeigen, weniger stark beteiligt zu sein. Nach meiner Überzeugung ist die *Entstehung der Eisenerzlagerstätten an den keratophyrisch-weilburgitischen, nicht an den diabasisch-basaltischen Magmatismus geknüpft* (von den belanglosen intradiabasischen Vorkommen geringmächtiger und stets kieseliger Eisenanreicherungen ist hierbei abgesehen). Auf der Grube Königszug bei Oberscheld konnte ich [57] die Existenz von Keratophyr und Weilburgit in beträchtlichem Umfang nachweisen, doch tritt im ganzen jene Abhängigkeit im Dillgebiet weniger klar in Erscheinung als im Lahngebiet, teils infolge der Vorherrschaft der Diabase, teils aber auch infolge der bisherigen falschen Diagnose des Keratophyrs, der im Dillgebiet stärkere Umbildungen erfahren hat (vgl. S. 151). Das Diabasmagma hat im Lahngebiet auch mehrfach und in charakteristischer Weise verändernd auf den Keratophyr gewirkt, worauf jedoch in diesem Zusammenhang nicht näher eingegangen werden kann. Eine künftige Untersuchung müßte im Dillgebiet zweckmäßig vom Diabas ausgehen, um jene genetische Beziehung zwischen Magmcharakter und Erzbildung zu prüfen.

Neben H_2O bedurfte es, um den ursprünglichen keratophyrischen Chemismus in einen weilburgitischen umzugestalten, noch der *Zufuhr von Cu, Mg und Fe*. Diese Stoffe standen im basaltischen Magma reichlich zur Verfügung. Wie sie jedoch in das höhere Niveau und im keratophyrischen Bestand zu einer mehr oder weniger gleichmäßigen Verteilung gelangt sein sollen, darüber können wir nur Vermutungen aussprechen. Wir müssen uns mit der Feststellung begnügen, daß nach physikalisch-chemischen Richtlinien und magmatisch-geologischen Beobachtungstatsachen eine derartige Möglichkeit gegeben war. Es ist nicht der erste Fall, in dem eine derartige Durchbrechung der Gesetzmäßigkeiten normaler Kristallisations- und Differentiationsverhältnisse festgestellt wird. FENNER [25], [26] erwähnt eine Anzahl solcher Beispiele, die im einzelnen vielleicht eine verschiedene Deutung erfordern, die aber, was die Tatsache selbst anbetrifft, d. h. hinsichtlich der Zunahme der Basizität und der semischen Komponente vom Verhalten der Weilburgite und deren Verhältnis zum Keratophyr sich nicht grundsätzlich unterscheiden.

Was wir im vorliegenden Fall fordern, ist im Grund eine selektive Rückläufigkeit des zuvor auf dem Weg der Kristallisationsdifferentiation eingetretenen Geschehens, wobei nun allerdings die Vermittlung durch feste Phasen ausgeschlossen ist.

Über die *Aufnahme an und für sich nichtflüchtiger magmatischer Komponenten und deren Löslichkeitsgrad in der mit Silikatschmelzen koexistierenden H_2O -Dampf- oder Gasphase* besitzen wir bislang keine exakten Grundlagen. Die Zusammensetzung vulkanischer Exhalationen ist hierfür ebensowenig ausschlaggebend wie der Charakter der aus ihnen niedergeschlagenen Sublimationsprodukte, da deren Bildung mannigfacher Wechselwirkung zwischen Exhalation und Nebengestein unterliegen kann. Systematische experimentelle Untersuchungen unter streng

kontrollierten Bedingungen fehlen aus begreiflichen Gründen. Indessen verdanken wir EARL INGERSON und MOREY [48] einige außerordentlich interessante diesbezügliche Beobachtungen neueren Datums. Die eine betrifft den Transport von Quarz ohne gleichzeitige Gegenwart von Alkalien, der sich nach längerer Benutzung eines Dampf-Versuchsofens an verschiedenen Innenteilen der Apparatur absetzte. Bei einer Durchschnittstemperatur von 450°C der Verschlußbombe, von 600 -- 1500°C im Ofeninnern und einem Druck von 204 at betrug bei einem Durchgang von 5000 -- 7000 g Wasser die abgesetzte Quarzmenge etwa 50 g. Die den feuerfesten Röhren im Innern der Bombe entstammende Kieselsäure wurde, wie die Autoren ausdrücklich hervorheben, zweifellos mit dem H₂O-Gas transportiert. Im zweiten Fall wurde Eisen aus dem Material der umgebenden Stahlbombe durch das H₂O-Gas aufgenommen und auf einem frei im H₂O-Gas hängenden Thermoelement als Fe, Fe₂O₃ und Fe(OH)₃ so rasch niedergeschlagen, daß dessen häufige Eichung erforderlich war. Das angewandte Wasser war frisch destilliert, halogenfrei und vor CO₂-Aufnahme geschützt.

Diese Beobachtungen zeigen offenkundig die Möglichkeit und Bedeutung ähnlicher Wirkungen in der Natur unter geeigneten Bedingungen. Die beiden Autoren weisen ausdrücklich darauf hin, daß für natürliche Vorgänge dieser Art die Frage wohl immer offen bleiben muß, ob derartige wäßrige Lösungen sich im überkritischen Gaszustand oder im unterkritischen Dampfzustand befunden haben. Sie geben jedoch die allgemeinen PT-Bedingungen an, unter denen eine Ausscheidung aus gasförmiger, dampfförmiger oder flüssiger Lösung in Frage kommt. Hier interessiert insbesondere noch der Hinweis, daß im überkritischen Bereich der Vorgang unabhängig davon bleibt, wie hoch der Druck über dem kritischen liegt.

Es kann nun natürlich nicht behauptet werden, daß im Falle Keratophyr-Weilburgit-Basalt die Veränderungen damit restlos geklärt seien. Aber die Heranziehung des „gaseous transfer“ erhält durch die genannten Beobachtungen, wie mir scheint, eine neue und wahrscheinlichere Deutung als bisher, wo die Aufnahme von Stoffen mit hohen Dampfdrücken in die Gas- oder Dampfphase des Wassers eine sehr fragwürdige Angelegenheit war. Angesichts der gewaltigen Gas- und Dampfmengen, wie sie etwa den Lavaseen auf Hawaii entströmen, kann wohl nur die subkrustale Magmazone als Quelle angesehen werden. Für eine Beurteilung des in der Tiefe sich abspielenden Stofftransports besagen daher die Beobachtungen von EARL INGERSON und MOREY unter anderem, daß diese Art des Transports nicht mehr nur auf die leichtflüchtigen Stoffe und Restschmelzen beschränkt werden kann. Die Kristallisationsdifferentiation verliert damit nicht ihre Bedeutung. Als einfacher mechanischer Sonderungsprozeß ein Grenzfall (NICGLI), in der Natur relativ selten realisiert, vermag sie uns in ihrer, durch Einbeziehung der Resorption abgesunkener Kristalle und der von den leichtflüchtigen Bestandteilen des Magmas ausgehenden Diffusions- und Ausgleichswanderungen erweiterten, als komplexe Kristallisationsdifferentiation bezeichneten Form die große Mehrzahl natürlicher Gesteinsassoziationen befriedigend zu erklären. Als weiterer solcher Grenzfall, der in der Natur das Verhältnis zweier magmatischer Gesteine nur selten allein bestimmen wird, wäre eine Differentiation anzusprechen, bei der die Gas- bzw. Dampfphase allein oder vorherrschend als Träger der Stoffverschiebung wirksam ist.

Es wurde bereits angedeutet, daß möglicherweise noch ein weiterer Vorgang denkbar ist, durch den nach vorausgegangener H_2O -Zuwanderung aus dem basaltischen Magmehorizont und damit verbundener Erhitzung und Mobilisierung der keratophyrische Herdinhalt jene Anreicherung an Calcium, Magnesium und Eisen erfuhr, die den Weilburgit charakterisiert. Dieser Vorgang soll darin bestehen, daß Teile des basaltischen Magmas selbst eine Aufwärtswanderung vollzogen, dabei in den Bereich des bereits mobilisierten Keratophrys gelangten, sich mit ihm vermischten und so direkt zur Entstehung des weilburgitischen Chemismus beitrugen. Um die Möglichkeit dieses zunächst rein hypothetischen Vorgangs zu prüfen, wollen wir zunächst sehen, welche Zusammensetzung ein solches Mischprodukt annehmen würde. Erst anschließend hieran wollen wir untersuchen, ob eventuell auch sonstige Erscheinungen auf seine Verwirklichung schließen lassen.

Die in Tabelle 37 mitgeteilten Ergebnisse dieser Berechnung gehen von der Annahme aus, daß der H_2O -Gehalt des Keratophrys auf den Durchschnittsgehalt von 14 Mol-% des Weilburgits gebracht wurde und sich durch den Hinzutritt des Magmas nicht veränderte. Als Zusammensetzung des basaltischen Magmas sei das Basaltmittel DALYS angenommen. Das Mischungsverhältnis betrage einmal 1 Keratophyr : $\frac{1}{2}$ Basalt und zweitens 1 Keratophyr : 1 Basalt.

Bei einer Beurteilung der Ergebnisse müssen wir uns vor allem vergegenwärtigen, daß der angenommene Ausgangsbasalt nicht notwendig der Zusammensetzung des Ausgangsmagmas entsprechen muß. Ein Ersatz etwa durch den Essexitbasalt vom Stöffel oder durch das Mittel der Vogelsbergbasalte liefert im großen ganzen etwas weniger gute Annäherung, jedoch keine grundsätzlichen Abweichungen. Eine weitergehende Anpassung wäre erreichbar bei größerem Gehalt des Bezugsbasalts an MgO und FeO, etwas niedrigerem an CaO und an Alkalien, vor allem aber an SiO_2 , d. h. durch allgemein etwas femischere Zusammensetzung,

Tabelle 37. Gegenüberstellung von Gemischen Keratophyr + Basalt + 14 H_2O und Weilburgit (Mol-% und daraus berechnet Molekularbasis).

	Keratophyr	Basalt	Mischung 2 Ke: 1 Ba	Mischung: 1 Ke: 1 Ba	Weilburgit Mittel
SiO_2	76,3	54,9	59,5	56,5	49,5
TiO_2	0,5	1,2	0,6	0,7	2,2
Al_2O_3	9,9	10,5	8,7	8,8	9,5
Fe_2O_3	1,4	2,3	1,5	1,6	1,3
$FeO + MnO$	1,2	6,3	2,5	3,2	6,7
MgO	1,2	10,1	3,6	4,9	6,8
CaO	0,2	10,0	2,9	4,4	3,5
Na_2O	5,5	3,5	6,7	6,0	6,3
K_2O	3,8	1,2			
H_2O			14,0	14,0	14,0
Molekularbasis					
Kp + Ne	23,8	38,9	35,2	36,9	
Cal	14,9	6,0	8,3	8,7	
Cs	5,4	1,4	2,3	—	
Fo	13,0	5,2	7,2	9,7	
Fa	7,9	3,6	4,7	9,5	
Fs	5,8	4,3	4,6	4,0	
Ru	1,0	0,6	0,8	2,2	
Q.	28,2	40,0	37,0	28,0	

wobei allerdings Al_2O_3 eher höher als niedriger sein dürfte. Die Molekularbasis des Weilburgits ergibt nämlich einen C-Überschuß von 1%, der in die Tabelle nicht aufgenommen wurde. Der Grund dafür ist vermutlich darin zu suchen, daß ein Teil der Alkalien mit der flüchtigen Phase abwanderte, was wiederum die Möglichkeit eines alkalireicherem Ausgangsbasalts und ferner eine Änderung im Alkaliverhältnis einschließt. Welche Zusammensetzung aber auch für das basaltische Magma zutreffen möge, stets wird sich für das Gemisch Keratophyr + Basalt ein SiO_2 -Überschuß über SiO_2 des Weilburgits ergeben. Stets müßte also ein SiO_2 Verlust eingetreten sein, sei es durch unmittelbares Verdampfen, sei es durch Aufnahme in die H_2O -Dampfphase.

Eine Tatsache, die im Zusammenhang mit der hier versuchten Deutung Beachtung verdient und für die Beteiligung eines basischen Magmas geltend gemacht werden könnte, ist der Nachweis von Chromit oder eines Übergangsprodukts von Chromit nach Chromspinell in den Weilburgiten bei Gaudernbach und Umgebung, der in rundlichen, zum Teil noch regulären Formen verratenden Körnern sowie als Kern von Magnetit und von diesem anscheinend verdrängt erscheint. Endogene Chromitbildung in weilburgitischer Schmelze ist geochemisch höchst unwahrscheinlich. Die Untersuchung hat zudem ergeben, daß die Melaweilburgite vom Schellhofskopf sowie die eigentlichen Augitweilburgite, darunter die augitreichen Vertreter vom Steimelskopf und vom Birkenkopf chromitfrei sind. In den vereinzelten Pikritvorkommen des Lahngebiets gehört dagegen Chromit zu dem normalen Mineralbestand. Es spricht also alles dafür, daß der Chromit in Weilburgiten lokal beschränkt und allogener Natur ist. Da ältere basische Magmatite fehlen, deren Material von dem weilburgitischen Magma aufgenommen sein könnte, kann der Chromit nur aus einem basischen Magma stammen, das als solches in den Bereich des weilburgitischen (keratophyrischen) Magmas gelangt ist.

Einen weiteren Hinweis in derselben Richtung darf man meines Erachtens in dem relativ hohen Titangehalt der Weilburgite sehen. In den Keratophyren ist dieser allgemein niedrig (Basiswerte Ru 0,2 – 0,5). Die einzige Ausnahme bildet das Material aus der die Keratophyrmasse des Steinkopfs (Nr. 5) durchsetzenden tektonisch und postmagmatisch beeinflußten Zone mit Ru = 1,7. In den normalen Weilburgiten dagegen variiert Ru zwischen 1,2 und 3,2, in 62% der Analysen ist er $\geq 2,0$, aber in 83% $\geq 1,9$. Eine andere Quelle als das basaltische Magma läßt sich für dieses Ansteigen des TiO_2 -Gehalts in den Weilburgiten schwerlich in Anspruch nehmen. Der Titangehalt der mit den Weilburgiten assoziierten Alkalidiabase bewegt sich in der gleichen Höhe und er ist, soweit meine Kenntnis der jüngeren Diabase reicht, in diesen sicherlich nicht geringer. In ihnen ist Ti hauptsächlich im Ilmenit gebunden, zum kleineren Teil in Augit. Während Ti also hier vorwiegend in den frühesten Kristallisationsprodukten zur Geltung kommt, trifft das bei den Weilburgiten weitaus weniger zu. Soweit die versuchte Abtrennung ihres Erzanteils erfolgreich war, ergab dessen analytische Bestimmung stets nur sehr geringe Gehalte an FeTiO_3 und überwiegend ein ausgesprochenes Vorherrschen von Fe_3O_4 . In Nr. 43 (Schellhofskopf Westfuß) beispielsweise ergab diese Bestimmung in Gew.-% 0,21 FeS_2 , 0,23 FeTiO_3 und 0,80 Fe_3O_4 , in Nr. 48 (Schellhofskopf Nordrand) 0,23 FeS_2 , 0,25 FeTiO_3 und 1,06 Fe_3O_4 . Der nach der Feldspatkristallisation noch vorhandene flüssige

Anteil des keratophyrisch-weilburgitischen Magmas ist also erst titanreich geworden. Dafür kann der, nach der intensiv rotvioletten Tönung zu schließen, beträchtliche Titangehalt des in Reaktion mit Kalk gebildeten stengeligen Augits ebenso als Beweis gelten wie die verbreitete Spätbildung von Titanit um Kalkzentren.

Der merkwürdige *Gegensatz zwischen Apatitführung und Phosphorgehalt der Weilburgite* wäre ferner zu erwähnen. Er kann wohl nur darauf zurückgeführt werden, daß auch P aus dem basaltischen Magma stammt und erst im Spätstadium der Weilburgitbildung in deren Bereich eingewandert ist. Dagegen ist an Abhängigkeit vom aufgenommenen Kalk nicht zu denken, nach den Analysendaten besteht offensichtlich kein an den Karbonatbetrag gebundener Einfluß. Bezuglich der Form allerdings, in der P am neuen Ort gebunden sein könnte, läßt sich kaum mehr sagen, als daß kein sichtbarer Apatit vorliegt. Es ist jedoch, und dafür spräche die hier wohl kalkbedingte P_2O_5 -Steigerung in den „Knollen“ des Hauptgestein vom Schellhofskopf, möglich, daß Apatit oder Karbonatapatit oder auch Hydroxylapatit in kryptokristalliner oder amorpher Ausbildung sich in den Reaktionszentren mit $CaCO_3$ versteckt.

Was wir endlich über den Charakter der *Melaweilburgite und über deren Verhältnis zu den normalen Weilburgiten* kennengelernt haben, enthält zwar nur einen indirekten Beitrag zu der hier erwogenen Möglichkeit, scheint mir aber durchaus zu deren Gunsten zu sprechen. Im Melaweilburgit der Schellhofskopf-Kernmasse stellten wir vor allem ein Plus an MgO und FeO fest gegenüber den randlichen Weilburgiten, obschon diese selbst schon eine merklich femischere Zusammensetzung aufweisen, als sie normalerweise den Weilburgiten eigen ist. Hinzu kam dann der auffällige Wechsel im Verhältnis MgO:FeO, den nicht nur Kern- und Randgesteine aufweisen, sondern auch die Randgesteine untereinander. Und schließlich ergab die vergleichende Prüfung der Gesteinsvarietäten auf molekularnormativer Basis entgegengesetzt gerichtete Differenzen für C in Abhängigkeit von der jeweils angenommenen Randvarietät. Diese Unterschiede können nicht *in situ*, sie müssen bereits in der Tiefe entstanden sein. Hier sehe ich jedoch *keine andere Möglichkeit als die Herleitung des zugeführten Magnesiums und Eisens aus einem tiefer gelegenen relativ Mg-Fe-reichen Magma und die Kombination dieser Stoffzufuhr mit einer Abwanderung gewisser Alkali- und SiO_2 -Mengen aus dem keratophyrisch-weilburgitischen Magma*, wobei das Verhältnis der zu- und abgeföhrten Einzelstoffe sich örtlich mehr oder weniger stark änderte. Stoffzufuhr durch Aufnahme hangender oder lateraler Gesteine vermag meines Erachtens die Assoziation und Verteilung der Gesteinsvarietäten, wie sie im Schellhofskopfbereich vorliegen, nicht zu erklären. Und bei Arfurt liegen die Verhältnisse nicht viel anders. Berücksichtigt man zudem den bereits in der Tiefe relativ weit vorgeschrittenen Kristallisationszustand des keratophyrisch-weilburgitischen Magmas, dann erscheint auch der rein mechanische Vorgang der Einwanderung festen Materials kaum realisierbar.

Diese „Kombination“ additiver und subtraktiver Stoffverschiebung bedeutet meines Erachtens *nicht notwendig eine Koppelung beider Vorgänge, d. h. metasomatischen Charakter*. Es deutet vielmehr manches darauf hin, daß die Abwanderung von Alkalien vor der Zuwanderung femischer Stoffe einsetzte, und die Beobachtungen sprechen dafür, daß letztere in späteren Entwicklungsstadien entschieden vorherrschte. Die aufsteigende Gas- oder Dampfphase dürfte kaum

eine konstante Zusammensetzung bewahrt haben, ebensowenig wie der Spannungsabfall und damit die kinetische Energie als gleichbleibend anzunehmen sind. Wahrscheinlich wurden zeitweilig selbst kleinere oder größere Mengen liquidmagnetischen Materials in die Aufwärtsbewegung einbezogen oder sogar Frühaußescheidungen von ihr erfaßt. Inwieweit solches eintreten konnte, läßt sich indessen durch Berechnungen im allgemeinen nicht entscheiden. Mit anwachsender innerer Spannung des basaltischen Magmas oder mit sich verringerndem Abstand der basaltischen Magmafront vom keratophyrischen Herd rücken diese Formen der Stoffzufuhr zunehmend in den Bereich der Möglichkeit. Im Fall Keratophyr → Weilburgit wird jedoch nach den Daten der Tabelle 37 die einfache Mischung Keratophyr + Basalt der Verwirklichung eines weilburgitischen Chemismus nur teilweise gerecht. Daneben bedürfte es in erster Linie einer zusätzlichen Zufuhr von Mg und Fe. In erheblich verstärktem Maße würde das für das Zustandekommen einer melaweilburgitischen Zusammensetzung zutreffen.

Im Gegensatz zu den Weilburgiten normaler und melanokrater Ausbildung lassen sich nun die *Augitweilburgite* unschwer als das *Resultat einer Mischung aus einer keratophyrischen und einer basaltischen Komponente* deuten. Unter der Voraussetzung eines vorausgegangenen Alkaliverlustes des Keratophyrmagmas von 25% und einer etwa dem Essexitbasalt vom Stöffel (abzüglich Apatit, CaCO_3 und H_2O) entsprechenden Zusammensetzung des Basaltmagmas liefern die Berechnungen (Mol-%) folgendes Bild (Tabelle 38). Zum Vergleich wurde die bei

Tabelle 38. *Augitweilburgit, dargestellt als Mischung Basalt + Keratophyr.*

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$\text{FeO} + \text{MnO}$	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
Keratophyr (Ke) . . .	78,1	0,5	10,1	1,5	1,2	1,2	0,2	7,2
Basalt Stöffel (Ba) . . .	48,3	2,4	8,3	1,9	6,3	18,8	10,1	3,9
2 Teile Ba + 1 Teil Ke	58,2	1,7	8,9	1,8	4,6	13,0	6,8	5,0
3 Teile Ba + 1 Teil Ke	55,8	1,9	8,8	1,8	5,0	14,4	7,6	4,7
Augitweilburgit	52,6	2,6	9,2	1,0	8,3	13,2	8,2	4,9
Weilburgit + 4,0 CaO .	55,4	2,4	10,6	1,5	7,5	7,6	8,0	7,0

einer dem CaO-Gehalt des Augitweilburgitmittels entsprechenden CaCO_3 -Assimilation (entsprechend 4 Mol-% CaO bzw. 7,1 Gew.-% CaCO_3) seitens des weilburgitischen Magmas resultierende Zusammensetzung beigegeben. Aber es ist nicht nur das rechnerische Ergebnis, das zugunsten einer Magmenmischung spricht, hinzu kommt die bereits unter IV, 2 erwähnte Schwierigkeit des Kalktransports aus einem oberflächennahen Niveau in die Tiefe des magnetischen Herdes. Die späte Augitbildung in den Weilburgiten vom Typus Gaudernbach kann demnach nicht ohne weiteres in Parallele gestellt werden mit der frühen Augitbildung in den Augitweilburgiten. Unter diesen Umständen verdient auch der Unterschied im MgO-Gehalt beider Gesteinstypen Beachtung. Dieser besitzt in den analysierten Augitweilburgitvorkommen bemerkenswert gleichmäßige Höhe, ist aber im Gaudernbacher Gestein um rund 5 Mol-% niedriger, den normalweilburgitischen Werten also angepaßt, während MgO der Augitweilburgite sogar etwas über den melaweilburgitischen Gehalten liegt.

Die *normalen Weilburgite* in ihrer Gesamtheit sind, abgesehen von vereinzelten Fällen wie Nr. 34 (Riemannstollen), von einer bemerkenswert homogenen Beschaffenheit. Angesichts der niedrigen Temperatur, wie wir sie schon im Herdbereich annehmen müssen, wäre ein ganz anderes Gesteinsbild zu erwarten, wenn ein basaltisches Magma mehr oder weniger erstarrtes Keratophyrmaterial aufgenommen hätte. Allenfalls hätte es zu Erscheinungen mikropegmatitischer Art kommen können, wie sie uns von Quarzporphyriten, Quarzdiabasen, Quarzbasalten und ähnlichen Gesteinen bekannt sind, oder selbst nur zu Erscheinungen, wie wir sie an den Einschlüssen von Sandstein, Quarzit u. dgl. in Basalt beobachten. Auch unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, dürfen wir eine Bestätigung dafür sehen, daß es eben nicht das Magma war, das sich mit dem keratophyrischen Material vereinigte, sondern dessen leichtflüchtige wasserreiche Anteile und die von ihnen mitgeführten Stoffe. Diese unterschieden sich in der Temperatur selbstverständlich nicht von dem abgebenden Magma, aber ihre Abgabe vollzog sich allmählich, sie verteilten sich im Aufnahmerraum leichter als ein Magma, ihr Wärmeinhalt wurde infolgedessen relativ rasch an die Umgebung abgegeben, deren Temperatur jeweils aber nur wenig erhöht.

Nach vorstehender Auffassung kennzeichnen *Weilburgit*, *Melanweilburgit* und *Augitweilburgit* lediglich Stufen in und desselben Entwicklungsablaufs, bestehend in der Palingenese des keratophyrischen Herdinhalts¹ infolge zunehmender Einwirkung des unter diesem Herd befindlichen bzw. an diesen Herd sich heranarbeitenden und zunächst mit seiner frei werdenden leichtflüchtigen Komponente, schließlich aber auch mit seinem liquidmagmatischen Teil in den Herdbereich eindringenden diabasisch-basaltischen Magmas. Auf der ersten Stufe wurde hauptsächlich durch H₂O in fluidem Zustand die für eine gewisse Temperaturerhöhung, eventuell auch teilweise Wiederverflüssigung des Restkeratophyrs benötigte Wärmezufuhr vermittelt, ohne daß dabei die Temperatur sich bis zu der durch H₂O herab gesetzten Schmelztemperatur der Alkalifeldspate steigerte, wohl aber deren teilweise, insbesondere einen Alkali- und SiO₂-Entzug umfassende Veränderung stattfand. Außerdem führte aber H₂O an und für sich wohl geringe, aber auf die Dauer dennoch wesentliche Mengen von Fe und Mg dem keratophyrischen Bestand zu, über deren Lösungsform wir vorläufig keine Kenntnis besitzen. Die Tatsache, daß es trotz Gegenwart dieser Stoffe nur ganz vereinzelt zu untergeordneter Bildung von alkalihaltigen Hornblenden oder Biotit gekommen ist und hydrolytische Wirkungen in den Vordergrund treten, liefert einen weiteren Hinweis auf die niedrige Temperatur der Schmelze, die ihren hohen Mobilitätsgrad im wesentlichen dem H₂O-Gehalt verdankte. In ihrem Chemismus entsprach sie im wesentlichen dem der *Normalweilburgite*, in denen

¹ Sein physikalischer Zustand ist uns naturgemäß unbekannt. Es bestehen jedoch nur die beiden Möglichkeiten einer teilweisen oder einer vollständigen Kristallisation. Im letzten Fall müßte man ein auf die „Grundmasse“ des Keratophyrs als den Anteil mit niedrigster Erstarrungstemperatur beschränktes Wiederaufschmelzen annehmen. Immerhin müßte auch dann der Herdtemperatur eine Höhe von mehreren 100° zugeschrieben werden. Den ersten Fall halte ich für wahrscheinlicher im Hinblick auf die Erhaltung unentmischter Kalinatronfeldspate. Ein erneuter allmäßlicher Temperaturanstieg hätte wohl deren generelle Entmischung zur Folge gehabt (Anlaßwirkung). Auszuschließen ist allein ein völlig liquider Zustand des Herdinhalts, da dann bei Mg-Fe-Zufuhr eine normale und nicht eine weilburgitische Mineralassoziation hätte entstehen müssen.

die Alkalifeldspate als vorherrschend keratophysischer Altbestand mit Chlorit als großenteils zugeführtem Material vereinigt sind. In den *Melaweilburgiten*, die wir mit ihren insgesamt stärkeren Veränderungen auch der Feldspate (Serizitisierung und Kaolinisierung) als zweite Stufe der Entwicklung bezeichnen können, nimmt der basaltische Anteil zu, eine Folge entweder gesteigerter, aber noch intrakrustal sich äußernder Aktivität des basaltischen Magmas oder seiner weiteren Annäherung an den keratophysischen Herd. In diesem Stadium mochten schon stellenweise liquide Teile oder auskristallisierte Frühphasen (etwa Olivin) mit in den Keratophyr- bzw. Weilburgitbereich hineingerissen und unter den hier herrschenden Bedingungen umgewandelt worden sein. Die dritte Entwicklungsstufe wird bei noch weiter verringelter Distanz des Basaltmagmas gekennzeichnet durch Temperaturanstieg eventuell bis zum Temperaturausgleich, lokale Einbrüche basaltischen Magmas, Magmendurchmischung und Aktivitätssteigerung infolge des im Intrusionsraum bestehenden H₂O-Reichtums. Das Produkt dieser Aktivität sehe ich in den *Augitweilburgiten*.

Die hier in ihren Grundzügen entworfene Entwicklung berücksichtigt nur die magmatische Seite des Vorgangs und muß, wie nicht anders zu erwarten, viele Einzelfragen und Möglichkeiten offen lassen. Die Zahl vorhandener Stützpunkte ist noch sehr klein und "there one can be, for the most part, thoroughly dogmatic" (BOWEN 1947). In erhöhtem Maße trifft das zu für die zweite Seite des Problems, die *Wechselwirkung zwischen dem magmatischen und tektonischen Geschehen*. Wir können nur sagen, daß eine solche besteht, und aus dem vielfältigen Wechsel des geologischen Oberflächenbildes in unserem Gebiet auf die Kompliziertheit seiner Tektonik schließen. Allgemein möchte ich aber glauben, je weiter wir in der Erdgeschichte zurückgehen, um so enger wird auch der Raum, innerhalb dessen jene Wechselwirkungen stattgefunden haben. Das bedeutet, daß im devonischen Magmatismus die Voraussetzungen zur Abspaltung gas- und dampfförmiger Phasen leichter verwirklicht und häufiger erfüllt sein konnten als im tertiären und rezenten. Daß wir unter den tertiären Magmagesteinen keine Analogie der Weilburgite kennen, mag nicht zuletzt auf dem größeren Oberflächenabstand des Magmahorizonts beruhen, demzufolge die Quelle jener Abspaltung nur unter besonderen Umständen erschlossen wird. In dieser Beziehung unterscheidet sich meines Erachtens die magmatische Tätigkeit der großen geologischen Epochen wesentlich. Im allgemeinen kann auch wohl gesagt werden, daß der Bildung einer Gas- bzw. Dampfkomponente nicht allein als Ursache magmatischer Aktivität, sondern auch als Faktor der chemischen Mannigfaltigkeit magmatischer Gesteine eine bedeutsamere Rolle zukommt, als man bisher anzunehmen geneigt war.

Wenn auch nur als *Grenzfall*, so gehört strenggenommen der skizzierte Vorgangskomplex in den Bereich der migmatitischen Erscheinungen im weiteren Sinn. Er erfüllt jedenfalls eine Reihe der für die Charakterisierung solcher bestehenden Merkmale. Es sind Anteile magmatischer Abstammung aus großer Tiefe, die auf ein fremdes, ganz oder teilweise verfestigtes Material, im speziellen Fall gleichfalls magmatischen Charakters, wirken, dieses mobilisieren und ihm fremde Stoffe zuführen. Wir haben eine von unten nach oben fortschreitende Wirkungsfront, die vielleicht über den Keratophyrhorizont hinausgegriffen hat (Schalsteinbildung) oder deren Fortschreiten möglicherweise auch durch das Aktivwerden

des Weilburgits unterbrochen wurde. Es entsteht ein Gestein, dessen Aufbaustoffe verschiedener Herkunft sind, und das, wenn wir die einzelnen Weilburgitypen ins Auge fassen, eine genetische Gruppe darstellt, deren Glieder eine verschiedene Erscheinungsform aufweisen. Wir begegnen schließlich, weniger im Lahn- als im Dillgebiet, sogar einer Breccierung des Keratophyrs (Grube Königszug, Grube Friedrichzug u. a.), worauf in diesem Zusammenhang nur kurz hingewiesen sei. Auch die durch Lösungsdiffusion entstandenen rhythmischen Veränderungen, wie ich sie 1941 in Abb. 161 wiedergegeben habe, und ähnliche, mehr schlierige Bildungen können hier angeführt werden. Alles das sind Merkmale, die nach WEGMANN [92] charakteristisch sind für die Migmatite. Ihnen gegenüber stehen andere, die von dem abweichen, was man üblicherweise dem Migmatitbegriff und der Migmatitbildung subsummiert. Vor allem wird dem Produkt nicht ein granitischer Charakter aufgeprägt, es handelt sich nicht um eine Granitisation, und es sind nicht die Feldspate, die im Bereich des „Wirtsgesteins“ vornehmlich angereichert werden. Inwieweit etwa gewisse Gesteine des Untergrundes feldspatisiert wurden, bedarf noch der Untersuchung. Im Keratophyrbereich wenigstens bildet ferner nicht Metasomatose den dominierenden Effekt, zum mindesten liefert das neu entstandene Gestein außer einer gewissen Chloritisierung des Feldspats keine Anzeichen für das Verschwinden eines Altbestandes an individualisierten Mineralien (etwa Biotit oder Hornblende). Soweit metasomatische Wirkungen vorliegen, stehen sie jedenfalls einer Mg-Metasomatose näher als einer Na- oder K-Metasomatose. Die Frage nach der Herkunft der zugewanderten Stoffe lässt WEGMANN offen, er stellt lediglich zwei Möglichkeiten zur Diskussion, die Herkunft aus einem an Alkalien angereicherten Differentiat oder die aus dem undifferenzierten Magma des tiefen Untergrundes. In beiden Fällen wäre also doch wohl letzten Endes das subkrustale basische Magma die eigentliche Quelle. Von den meisten Forschern wird anscheinend das durch teilweise Wiederverflüssigung gebildete Exsudat von Granitmassen des Grundgebirges in Anspruch genommen. Im Fall Keratophyr → Weilburgit kann die Frage nach der Herkunft der Stoffe wohl nur auf der von WEGMANN angedeuteten Linie liegen, und vielleicht lässt sich für das in seiner Antwort zum Ausdruck kommende Dilemma eine Lösung finden in einer, absolut genommen, nur geringfügigen Änderung der Zusammensetzung des basaltischen Magmas. „Bereits innerhalb der sog. basischen Magmen herrscht große Variation“ (NIGGLI 1938) und die Koexistenz essexitbasaltischer und atlantitischer Kristallisation selbst innerhalb ein und derselben magmatischen Provinz [55] lässt vermuten, daß an sich geringe Änderungen im Chemismus bzw. in den physikalisch-chemischen Bedingungen sich relativ stark auswirken können, nicht nur auf den Kristallisierungsverlauf, sondern als weitere Folge hiervon eventuell auch auf den Charakter der für einen Transport verfügbaren Stoffe. In einem Magma mit bereits erfolgter Kristallisation fémischer Komponenten wird die größere Chance für Alkalitransport, in einem solchen mit Feldspat als dominierender Frühabscheidung die für Mg-Fe-Transport gegeben sein. Eine derartige Erklärung könnte als weitere Möglichkeit neben der bereits erwähnten zeitlichen Aufeinanderfolge der beiden Stoffgruppen herangezogen werden.

Sind vielleicht überhaupt Erscheinungen, wie sie im Lahngebiet vorliegen, und von denen ein Teilkomplex Gegenstand vorliegender Untersuchung war,

das Anfangsstadium einer Umbildung der Gesteine, die in den Migmatiten ihren Abschluß gefunden hat? Sollte das zutreffen, dann wären diese Erscheinungen zweifellos geeignet, zur Beantwortung mancher bisher ungelöster Fragen zu verhelfen.

Mag dem sein, wie da wolle, die Weilburgite wird man trotz mancher genetischer Berührungspunkte nicht unter den Begriff Migmatit stellen, allein schon, um diesen nicht noch mehr zu verallgemeinern und zu verwässern, als das ohnehin schon geschehen ist, wie das Bemühen der Forscher auf diesem Spezialgebiet um die Definition der differenzierten Erscheinungen und um die Präzisierung der seit den klassischen Arbeiten SEDERHOLMS entstandenen Bezeichnungen ohne weiteres erkennen läßt. Aus diesem Grunde habe ich seinerzeit auch den *Schälstein*, der einen weiteren Teilkomplex innerhalb der Mischungs- und Umwandlungsphänomene im Lahngebiet darstellt, nicht als Migmatit, sondern als *Mikitit*, genauer als *Weilburgitmikitit* bezeichnet.

Neuerdings haben RITTMANN [79] und NIGGLI [72] zu der Definitionsfrage Stellung genommen. Nach RITTMANN, dessen Arbeit mir leider nicht zur Verfügung steht, wäre der Weilburgit das Produkt eines „hybriden Magmas = entstanden durch Mischung zweier oder mehrerer Magmen“. Gegen diese von den englischen Petrologen gleichfalls geübte *Anwendung des Wortes hybrid* besteht meines Erachtens ein gewisses Bedenken. DALY [12] und andere bezeichnen damit auch bzw. ausschließlich Mischungen aus Magmatit + Sediment, und allein in der Beschränkung auf diesen Fall der Aufnahme und teilweisen oder völligen Assimilation eines Sediments seitens eines normalen Magmas ist die Verwendung des Wortes *hybrid* seiner Bedeutung nach korrekt, da für die Benennung als *Hybrida* oder *Hibrida* (= Mischling) der art- oder gattungsfremde Charakter der beiden Komponenten Voraussetzung ist. Für Mischungen zweier Magmen bzw. eines Magmas mit dem leichtflüchtigen Anteil eines zweiten Magmas möchte ich die Bezeichnungen „*Allomagmagenese*“ (allomagmagen) bzw. „*Allopegmagenese*“ (allopegmagen) vorschlagen. *Die Weilburgite sind demnach im wesentlichen allopegmagene Gesteine.*

Es ist nicht die Absicht, mit vorstehenden Ausführungen eine *allgemeine* Theorie zu entwickeln. Ziel meiner Untersuchungen war es vielmehr, den eigenartigen, normalen Magmatiten fremden mineralogischen und chemischen Charakter der Weilburgite zu ermitteln und für dessen Entstehungsweise eine Erklärung zu finden, nachdem zahlreiche Beobachtungen einwandfrei ergeben hatten, daß es sich nicht um autometasomatische Diabase handeln konnte, ihre Identifizierung mit Spiliten somit unhaltbar war. Zu unbefriedigenden Ergebnissen führten weiterhin die unter verschiedenen Voraussetzungen bezüglich des Ausgangsmagmas vorgenommenen Versuche, die Weilburgite als das Produkt einer einfachen Kristallisationsdifferentiation zu deuten. Auf der anderen Seite waren die Anzeichen einer Verwandtschaft mit den Keratophyren so unverkennbar und so stark hervortretend, daß die ursprüngliche Identität beider angenommen werden konnte. Die Frage, wie sich die Unterschiede beider erklären lassen, trat damit in den Vordergrund. Die schon in einzelnen Keratophyren sich anzeigenende, in den Weilburgiten generell zu einer ziemlich gleichmäßigen Höhe ansteigende H₂O-Anreicherung legte den Gedanken nahe, daß vor allem das Wasser, allgemein die leichtflüchtige magmatische Komponente für jenen Unterschied verantwortlich sein mußte, und führte, gestützt auf experimentelle und natürliche Befunde,

zu der Überzeugung, daß ihr zugleich als Träger anderweitiger Veränderungen in stofflicher und energetischer Hinsicht die entscheidende Bedeutung zuzuschreiben sei. Die eigentliche Weilburgitbildung vollzog sich somit ohne wesentliche Mitwirkung kristalliner Phasen, läßt sich also nicht mehr dem Begriff der komplexen Kristallisationsdifferentiation unterstellen. Der feste Aggregatzustand ist nur noch insofern beteiligt, als er ganz oder teilweise das Medium bildete, auf das die gas- oder dampfförmige Phase einwirkte.

Im speziellen Fall war es der im Tiefenherd oder Tiefenhorizont zurückgebliebene, teilweise oder ganz erstarrte Keratophyr, der diesen Einwirkungen unterworfen war. Aber grundsätzlich dürfte sich der Vorgang mit einem Teilkomplex der Vorgänge bei der Anatexis sialischer Massen bzw. der eigentlichen Migmatitbildung vergleichen lassen. Auch dort dürften häufig genug die aus einem tieferen magmatischen Horizont frei gewordenen flüchtigen Anteile auf die Verflüssigung des Festbestandes von Einfluß sein. Insbesondere müssen wir, wie ich glaube, derartige Zusammenhänge dort in Betracht ziehen, wo nur rein magmatogene Massen im Spiel sind, und unter Umständen auch dann berücksichtigen, wenn Gesteine verschiedener Zusammensetzung ohne vermittelnde Übergänge nebeneinander auftreten.

Beispiele hierfür, bei denen der Versuch einer Deduktion mit Hilfe gravitativer Sonderung bestimmter Kristallphasen fehlschlägt, sind in den letzten Jahrzehnten in größerer Zahl zur Kenntnis gebracht worden. Dabei wurde vielfach auch ein Einfluß leichtflüchtiger Stoffe in Anspruch genommen, meist in der Form, daß diese an ein gegebenes Magma von einem zweiten Magma abgegeben wurden, gelegentlich auch unter der Annahme, daß ein wasserreiches (nasses) Magma sich mit einem wasserarmen (trockenen) Magma vereinigte. Außer FENNER [25], [26] hat besonders HOLMES [40], [41], [42] auf die Bedeutung derartiger Vorgänge hingewiesen. Auch eine Arbeit von TOMKEEFF [89] wäre hier zu nennen. In der Regel war dabei die Problemstellung allerdings eine andere als in unserem Falle. Insbesondere bei den englischen Petrologen tritt die Frage der Koexistenz eines sauren und eines basischen Magmas schlechthin in den Vordergrund, anknüpfend an die bekannten „ring-dikes“ auf Mull, während FENNER hauptsächlich von der Beobachtung der eigenartigen schlierigen Vermengung rhyolithischen und basaltischen Materials im Katmaigebiet auf Alaska und vom Gardiner River im Yellowstone-Park ausgeht. Die Fragestellung ist also in diesen Fällen eine viel allgemeinere, hervorgerufen durch die unmittelbare natürliche Verknüpfung der extremen Endpunkte einer Entwicklung, deren vermittelnde Stadien unserer Kenntnis entzogen sind. Demgegenüber offenbaren die Normalweilburgite eine Verbindung mit den Keratophyren, die Augitweilburgite eine solche mit den Diabasen und auch zwischen den beiden Weilburgitypen fehlt es nicht an vermittelnden Varietäten. Die Unsicherheit bei der Rekonstruktion des genetischen Zusammenhangs ist somit im Vergleichsfall eine viel größere als hier. Die Weilburgite deuten darauf hin, daß der direkte Weg der Kristallisationsdifferentiation nicht absolut notwendig der einzige zu sein braucht, den die Natur gehen konnte, um die Koexistenz basaltischer und rhyolithischer Produkte zu verwirklichen. Ohne Einblick in die Zwischenstadien erscheint mir jedoch die von HOLMES vertretene These, daß durch Kristallisationsdifferentiation aus einem basaltischen Magma nur eine trachytische, nicht aber eine

rhyolithische Zusammensetzung hervorgehen könne, reichlich gewagt, zumal wenn sie auch für Trachyte der Alkalikalkreihe gelten soll. Die im Lahngebiet reichlich vorhandenen Übergangsglieder von normalen, nur schwach übersättigten Keratophyren zu sauren, mit normalen Quarzporphyren durchaus vergleichbaren Typen läßt sich nicht in Abrede stellen und ebensowenig die wesentliche Beteiligung einer Kristallisationsdifferentiation an dieser Entwicklung. Sehen wir von der „Alkalidifferentiation“ ab, dann äußert sich der Einfluß des leichtflüchtigen Magmaanteils sowohl in der basischen Gruppe (Nr. 23 und 24) wie in der sauren (Nr. 9 und 10) in der gleichen Form und ist als solcher klar kenntlich. Er kann jedoch für die Entstehung der sauren Typen nicht verantwortlich gemacht werden.

Einen noch weit größeren Umfang schreibt HOLMES [43] auf Grund seines Studiums der überaus großen Mannigfaltigkeit magnatischer Gesteine des Bifumbiragebiets, des britischen Anteils des Virunga (Birunga)-Vulkangebiets, dem Wirken der leichtflüchtigen Phase („emanations“) zu, wo er diese geradezu als „a concept which is more fundamental than that of magma“ bezeichnet, und wo es abschließend heißt „emanations of one kind or another, . . . are responsible for such widely different phenomena as serpentisation, mineral veins, skarns, migmatites, ‘igneous’ rocks, palingenesis, magmas, crustal perforations and volcanic explosions.“ Diese Generalisierung ist wohl etwas zu verfrüht und zu summarisch getroffen, sie bedarf noch mancher detaillierten Untersuchung, und sie wird dabei ziemlich sicher mit einigen Einschränkungen rechnen müssen. Aber so viel dürfte auch meiner Meinung nach zu Recht bestehen, daß im ganzen die Bedeutung der leichtflüchtigen Magmakomponente und der durch sie bewirkten Stoffwanderungen bisher unterschätzt wurde und daß sie in manchen Fällen zum beherrschenden Faktor magmatischen Geschehens wird. Die Beurteilung wird allerdings durch die bisherige Dürftigkeit der experimentellen Unterlagen beeinträchtigt. Stehen wir schon beim Operieren mit Kristallphasen vielfach noch vor Rätseln hinsichtlich ihrer Zusammensetzung im hohen Temperaturbereich und ihres Reaktionsverhaltens in Abhängigkeit vom Bedingungswandel im Bildungsbereich, so steigern sich diese Schwierigkeiten enorm bei Hinzutreten dampfförmiger oder gar fluider Zustände. Daraus resultiert naturgemäß einerseits der Eindruck des Ungewissen oder gar Willkürlichen, andererseits eine gewisse Versuchung alles zu beweisen, was man beweisen will, oder wie BOWEN [4] es ausdrückt „to many petrologists a volatile compound is exactly like a Maxwell demon; it does just what one may wish it to do.“ Vielleicht sieht BOWEN, vom Standpunkt des exakten Forschers durchaus begreiflich, doch etwas zu schwarz. Das möglichst intensivierte, auf geologische und mikroskopische Beobachtung und auf breite chemische Grundlage gestützte Studium der natürlichen Objekte vermag uns auch heute schon, wenigstens qualitativ, wesentliche Einblicke in der fraglichen Richtung zu geben. Gerade von dieser Seite, das ist meine Überzeugung, bieten sich auch der experimentellen Petrologie die stärksten Anregungen und wertvollsten Hilfsstellungen dar.

Vorläufig allerdings trennt uns von dem erstrebten Ziel noch ein weiter und unbekannter Weg. Indem der vom Gestein ausgehende Forscher ihn unter Ausnutzung spärlicher und versteckter Merkzeichen trotzdem beschreitet, ist er noch kein Wegkundiger und weniger noch ein Cicerone. In solcher Lage stehen wir heute

noch selbst dem in der Gesteinswelt so häufig und im vorhergehenden wiederholt berührten Problem der *Alkalivariation oder Alkalidifferentiation* gegenüber. Gehen wir von den Keratophyren aus und vergleichen wir die verschiedenen Gesteinsvarietäten in den einzelnen Vorkommen, so läßt sich folgendes feststellen. 1. Mit alleiniger Ausnahme des Keratophyrs bei Altendiez, in dem wir es zweifellos mit einer auf einzelne Schlieren (Varietät II) beschränkten Differenzierung *in situ* zu tun haben, bleibt K_2O ziemlich konstant innerhalb der verschiedenen Vorkommen. 2. Von den sieben mit zwei oder drei Varietäten vertretenen Vorkommen sind es vier, in denen Na_2O mehr oder weniger starken Schwankungen unterliegt. In den übrigen bleibt auch Na_2O ziemlich konstant. Unter den ersten wird die Na-Variation besonders stark in den Vorkommen bei Hausen, am Guckenbergs und aus dem Rupbachtal (maximale Differenz 3,2 Mol-%). 3. Von den Varietäten des Steinkopf-Keratophyrs ist es die im mittleren Teil der Gesamtmasse als porige, durch Exhalationsniederschläge ausgezeichnete und sehr wahrscheinlich einen Nachschub darstellende Varietät III, die ohne merkliche Änderung der Feldspatbeschaffenheit den höheren Natrongehalt aufweist. Aus alledem dürfte hervorgehen, daß noch im Keratophyrstadium des Magmas, d. h. im liquidmagmatischen Zustand eine lokalisierte Na-Anreicherung stattgefunden hat. Bei den Weilburgiten ist eine Beurteilung schwieriger. Unterschiede im Alkaliverhältnis treten in den durch zwei Varietäten vertretenen Vorkommen am Steinzlerberg, bei Aardeck, bei Allendorf und bei Lützendorf nicht überzeugend in Erscheinung. Lediglich darauf wäre hinzuweisen, daß am Schellhofskopf bzw. auf der Westseite des Rehbachtals die Kaliweilburgite einzelnen randlichen bzw. den hangenden Teilen der Gesteinsmassen angehören. Es hat nach alledem den Anschein, daß in einem Frühstadium der Entwicklung K keine wesentliche Änderung erfahren hat, da andernfalls dessen oben erwähnte Konstanz kaum zu erwarten wäre, daß dagegen Na eine starke Mobilität aufwies. Es fragt sich nun, ob die Änderungen des Na-Gehalts einen intern magnatischen, d. h. auf den keratophyrischen Magmahorizont beschränkten und nur durch wechselnde Außenbedingungen bestimmten Vorgang darstellen oder ob Na-Zufuhr aus einem tieferen Horizont vorliegt. Es ist aber wohl kein Zufall, daß der Na_2O -Gehalt der extremen Na-Weilburgite Nr. 52 und 52 bei H_2O -freier Umrechnung die Maximalgehalte in den Keratophyren nur knapp erreicht. Demgegenüber liegt K_2O in diesen Weilburgiten weit unter den K_2O -Gehalten der Na_2O -reichen Keratophyre. Bei gleicher Umrechnung übersteigt andererseits K_2O bei allen K-Weilburgiten ausgesprochen die Maximalbeträge der Keratophyre, während deren Na_2O hinter dem Minimalbetrag der Keratophyre wesentlich zurückbleibt. Eine Kalizufuhr aus dem diabasisch-basaltischen Magma dürfte ausgeschlossen sein. Es sprechen somit alle Anzeichen dafür, daß die *Alkalivariation eine intern-keratophyrische Angelegenheit war*, d. h. daß es sich nur um Verschiebungen handelt, die von den zeitlichen Bedingungsänderungen oder von der Gegenwart anderer Stoffe in der wäßrigen Gas- oder Dampfphase abhängig waren. Letzteres halte ich für das wahrscheinlichere. Vielleicht genügte schon ein gewisser Si-Gehalt der Lösungsphase, wie er im Schmelzrest des Keratophyrs gegeben war, um die Aufnahmefähigkeit für Alkalien stark zu beeinflussen, vielleicht auch, um die aufgenommene Alkalimenge stark variabel zu machen und dem Wasserglas ähnliche Verhältnisse eintreten zu lassen. Damit sind wir aber an

der Grenze angelangt, die der Naturbeobachtung und -auslegung gezogen ist, und deren Überschreiten nur experimentelle Untersuchungen ermöglichen können.

Unter solchen Umständen erscheint das gelegentliche Auftreten einzelner Gesteine mit einem von der provinziellen Allgemeintendenz abweichenden Alkali-verhältnis keinesfalls ausreichend, um den Provinzcharakter zu beeinträchtigen oder gar die Existenz magmatischer Provinzen in Frage zu stellen. Insbesondere stoßen wir des öfteren auf derartige Ausnahmefälle in den Alkaliprovinzen beiderlei Charakters. Hier sind, wie so oft in der Natur, die Einzelerscheinungen nicht das Entscheidende und das typische Bild läßt sich nur aus der Fülle der Einzelbilder gewinnen, ja nicht selten liefert erst das Studium des Individuellen und Exceptionellen den Schlüssel zum Verständnis des Wesentlichen. Das Lahngebiet könnte sogar den Eindruck erwecken, als wäre die Unterscheidung einer atlantischen und einer mediterranen Tendenz überhaupt hinfällig. Eine solche Folgerung läßt sich jedoch nicht ziehen. Das Nebeneinander von Gesteinstypen mit ausgesprochener Natronvormacht und mit ausgesprochener Kalivormacht ist hier sozusagen eine *Erscheinung zweiten Grades*, die es nicht ohne weiteres zuläßt, aus den Einzelgesteinen auf den eigentlichen Provinzialcharakter zu schließen. In diesem Sinne wurde an früherer Stelle von einer „amphoteren petrographischen Provinz“ gesprochen. Für die Kenntnis des wahren magmatischen Charakters wäre eine solche der Mengenverhältnisse der verschiedenen Gesteinstypen erforderlich. Dabei dürfte sich für das Lahngebiet wohl ziemlich sicher eine mäßige Natronvormacht ergeben.

Im Gegensatz zu den Alkalien muß, wie wir gesehen haben, zumindest für den Mg-Gehalt der Weilburgite eine außerhalb des keratophyrischen Magmas gelegene Quelle angenommen werden. Vom Fe-Gehalt läßt sich das nicht mit der gleichen Sicherheit behaupten. Die vielfachen lokalen Anreicherungen reiner Eisenoxyde in den Keratophyren deuten auf einen weit engeren Zusammenhang des Eisens mit dem Keratophyrmagma, und den seinerzeit [59] ausgesprochenen Vergleich der Erzvorkommen des Lahngebiets mit denen Nord- und zum Teil Mittelschwedens halte ich nach wie vor angebracht. Für den Charakter dieses ursprünglichen Magmas allerdings sowie für die Art und Ursache seiner Spaltung fehlen uns vorläufig hier wie dort präzise Vorstellungen. Es ist bei solcher Sachlage durchaus denkbar, daß der Fe-Gehalt des Weilburgits nur zum Teil auf einer Fe-Zuwanderung aus dem basaltischen Magma beruht. Das Verhalten von Mg und Fe wird hier lediglich im Hinblick auf die sog. *Mg-Fe-Metasomatose* und die *Skarnbildung* nochmals berührt. Nach der von ESKOLA [20] auf Grund von Beobachtungen im Orijärvigebiet aufgestellten Hypothese sind in leptitischen Gesteinen vielfach die Alkalien und der Kalk der Feldspate durch Magnesium verdrängt und an ihrer Stelle Cordierit und Anthophyllit gebildet worden. V. M. GOLDSCHMIDT [33] hat dann die Magnesiummetasomatose auf injektionsmetamorphe Gesteine ausgedehnt und unter anderem auch für die Bildung von Chlorit, Muskovit und Biotit im Gesteinskomplex des Stavangergebietes verantwortlich gemacht. Er unterscheidet je nach der Entfernung vom Intrusivgestein mehrere Zonen bzw. Stadien der Metasomatose, innerhalb deren Gesteine vom Typus der Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer „den niedrigsten Grad der Mineralneubildungen“ darstellen. Auch ESKOLA sieht in den Chlorit- und Talk-Skarnen die dem Endstadium des „pneumatolytischen“ Umbildungsvorgangs entspre-

chenden Produkte. Erscheint im Stavangergebiet die Herkunft der metasomatisierenden Lösungen durch das Auftreten verschiedener Grade der Gesteinsveränderung um eine magmatische Kernmasse relativ klar, so trifft solches in anderen Fällen, in denen Mg-Metasomatose in Anspruch genommen wird, meist nicht zu. Teils werden die Mg und Fe zubringenden Lösungen mit vorhandenen Granitmassen (Urgraniten) in Verbindung gebracht, teils als die Restlösungen des Leptitmagmas gedeutet. Im allgemeinen jedenfalls, und das ist hier das wesentliche, wird der Prozeß dahingehend aufgefaßt, daß bereits ein Festbestand vorlag, innerhalb dessen der allmäßliche Stoffaustausch stattfand. Unter solchen Umständen muß es naturgemäß befreudlich erscheinen, wenn Relikte oder auch nur Formen der verdrängten Komponenten bzw. Frühstufen und Teilstadien der Verdrängung nicht beobachtet werden. Noch andere Gründe veranlaßten beispielsweise H. JOHANSSON [49] zur Ablehnung der GOLDSCHMIDTSchen Theorie der Injektionsmetasomatose. Auch SUNDIUS [87], auf dessen ausführlichere Darlegung der unterschiedlichen Auffassungen ich verweise, hält eine Inanspruchnahme fremder Quellen für die Mg-Lieferung nicht in allen Fällen für erforderlich und vertritt den Standpunkt, daß Mg und Fe sich unter Umständen in den Restschmelzen anreichern und zur unmittelbaren Ausscheidung entsprechender Mineralien im Spätstadium der magmatischen Erstarrung bzw. zur metasomatischen Veränderung des Nebengesteins führen. Für die späte Chloritbildung in gewissen Keratophyren könnte man dem zustimmen, aber bei den Weilburgiten scheint mir der Umfang der benötigten Mg- und Fe-Mengen eine solche Deutung nicht zuzulassen.

Mit dem gleichen Problem hängt auch das der *Skarnbildung* eng zusammen. obschon hier als verändertes festes Material meist Kalke gegeben sind, also ein Substrat besonders hoher Reaktionsfähigkeit. Auch hier sind es neben Si und Al vor allem Mg und Fe, die zugeführt wurden. Angesichts der engen Verknüpfung der Skarnbildungen mit den Leptiten steht das Problem der Herkunft der metasomatisierenden Agentien naturgemäß auch hier im Vordergrund und finden sich die gleichen Auffassungen vertreten wie im Fall der nichtkarbonatischen Formationsglieder. Zu nennen sind insbesondere diesbezügliche Arbeiten von GEIJER [29], [30], von MAGNUSSON [61], [63] und von SUNDIUS [85], [87].

*Die Allopegmagenese unterscheidet sich in zwei Punkten wesentlich von den metasomatischen Vorgängen dieser Art, nämlich einmal darin, daß die Umbildung sich nicht in einem fertigen Gestein *in situ* vollzieht und auf eine jeweils bestimmte Mineralgattung im Gestein beschränkt, sodann darin, daß der Prozeß nicht an einen wechselseitigen Austausch bestimmter Stoffe oder Stoffgruppen gebunden ist, vielmehr zwischen Stoffzufuhr und etwaiger Stoffabwanderung keine unmittelbare Abhängigkeit besteht.* Nur in einem relativ geringfügigen Umfang und in einem offenbar die Endphase der Weilburgitentwicklung kennzeichnenden Stadium erscheint der Chlorit als Verdrängungssubstanz der Alkalifeldspate, er ist als solcher verschwindend gegenüber der vorausgegangenen direkten Ausscheidung. Nur für jenen Schlußbereich läßt er sich der Bildung von Cordierit und Anthophyllit im Oriärivgebiet und der von Chlorit, Muskovit und Biotit im Stavangergebiet an die Seite stellen. Wie bereits GOLDSCHMIDT festgestellt hat, gehört die metasomatische Chloritentstehung einem tiefen Temperaturbereich an, und vor allem darin liegt der Unterschied gegenüber den bei Oriärvi und großenteils auch bei Stavanger gegebenen Neubildungen.

In vielen, ja man kann wohl sagen den meisten Fällen wird bei Annahme metasomatischer Prozesse großen Ausmaßes die Frage nach dem Verbleib der verdrängten und fortgeführten Stoffe offen gelassen oder dilatorisch behandelt. Und doch besteht, wie mir scheint, die Notwendigkeit, sich darüber Rechenschaft zu geben, nicht weniger als über die Herkunft des zugeführten Materials. Sie drängte sich mir besonders beim Betrachten der Skarnerze und Skarngesteine auf, die innerhalb der Assoziation leptitischer Gesteine, skarnführender Leptite und Erzmassen einen so großen Raum einnehmen, als ich 1938 unter der ausgezeichneten Führung von GEIJER, MAGNUSSON und SUNDIUS die klassischen Erzbezirke Mittelschwedens und die eindrucksvollen Aufschlüsse gebänderter und schlieriger Gesteine im Stockholmer Schärengebiet studieren durfte. Wo sind insbesondere die aus dem etwaigen Kalksubstrat verdrängten, nicht zu unterschätzenden Ca-Mengen geblieben, von denen doch nur ein kleiner Teil zur Bildung der verschiedenenartigen Silikatmineralien zurückgehalten wurde?

Nun gelangte MAGNUSSON [63] auf Grund einer eingehenden Untersuchung des Grängesbergfeldes allerdings zu der Annahme, daß die Skarnbildung (Granat-Epidot-Skarne) in den Kali-Kalkleptiten größtenteils auf Kosten des CaO-Gehaltes im Plagioklas dieser Gesteine erfolgt sei. Er hält es aber andererseits nicht für ausgeschlossen, „daß CaO auch in gewisser Menge im Zusammenhang mit der Skarnbildung dem Gestein zugeführt werden konnte“, d. h. in den skarnbildenden Lösungen enthalten und im Sinne einer Steigerung des Anorthitgehalts der Plagioklase im Kali-Kalkleptit wirksam war. Ein Bedenken scheint mir allerdings insofern zu bestehen, als die Skarnbildung keineswegs immer mit kalkreichen Kalileptiten in Verbindung steht, sondern sehr häufig auch mit reinen Natronleptiten. Insbesondere aber dürfte die Erklärung für das Zustandekommen des Ca-Gehaltes in den magmatischen Restlösungen schwierig sein. Aller Wahrscheinlichkeit nach dürfte doch das Magma vom gleichen Ca-armen Grundcharakter gewesen sein wie das syenitische im Kirunagebiet und das keratophytische im Lahngebiet. Nach MAGNUSSON variiert in den Grängesbergleptiten si zwischen 293 und 323, al zwischen 34,5 und 37,5 und alk zwischen 24,5 und 29,5, ferner, wenn man den Kalikalkleptit ausschließt, c zwischen 4 und 8,5 und fm zwischen 29 und 32. Woher also sollte der Ca-Gehalt in den Restlösungen kommen? Im Grunde genommen ist die Schwierigkeit einer Antwort auf diese Frage nicht geringer als beim Mg.

Auch in dieser Beziehung bestehen somit Anzeichen, die dafür sprechen, *die eigenartigen Vergesellschaftungen von alkalireichen, an Ca und Mg armen Silikatgesteinen mit Eisenerzen ein und demselben Grundtypus zuzuordnen*, der nur modifiziert wird durch unterschiedliche Außenbedingungen, durch die Massenverhältnisse und durch die regional-tektonischen verändernden Einflüsse. Die Eisenerze des Lahngebiets weichen zweifellos in ihrer Beschaffenheit von denen Schwedens, die Mittelschwedens von denen Nordschwedens wesentlich ab. Müßten die Lahnerze indessen, einer stärkeren Metamorphose ausgesetzt, den Skarnerzen nicht mehr oder weniger ähnlich werden? Eine analoge Verschiedenheit wie bei den Skarnerztypen würde eintreten, je nachdem kalkige Erze mit geringem Chloritgehalt, tuffogene und in der Regel chloritreiche Erze oder kieselige, oft pyritreiche und durch wechselnde Chloritführung gekennzeichnete Erze das Ausgangsmaterial bilden. Das soll natürlich nicht heißen, daß die Skarnerze

ursprünglich mit den Erzen im Lahngebiet übereinstimmten. Das war ziemlich sicher nicht der Fall. Jene repräsentieren das Ergebnis einer hohen Temperaturstufe, diese das einer niedrigen, jene unterlagen noch während und unmittelbar nach der Bildung neben den tektonischen Einflüssen zugleich denen einer sehr viel umfassenderen magmatischen Tätigkeit, bei diesen fehlten ähnliche Voraussetzungen. Darauf weisen nicht nur die zur Leptitformation gehörenden zahlreichen Ganggesteine andesitischen und dacitischen Charakters, daneben dürfte das Vorhandensein gewaltiger granitischer Magmamassen im Untergrund sich irgendwie schon vorher auch in den höheren Krustenbereichen bemerkbar gemacht haben, wenn auch MAGNUSSON ausdrücklich betont, es bestehe „nicht der geringste Zweifel, daß die Erz-Skarnbildung bedeutend älter ist als die Urgranite“.

Es wäre bei meiner leider viel zu lückenhaften Kenntnis der Verhältnisse in Schweden anmaßend, wollte ich etwa eine neue Hypothese aufstellen. Vollends liegt es mir fern, irgendwelche Kritik zu üben an den Auffassungen so hervorragender Kenner dieser Verhältnisse wie GEIJER, MAGNUSSON und SUNDIUS. Der Zweck meiner Darlegungen ist allein der, auf Analogien beider Gebiete hinzuweisen und vielleicht zu deren vergleichendem Studium anzuregen, was sicherlich der Förderung der Probleme dienen würde, unabhängig davon, ob allopegmagene Einflüsse für die Klärung der mit den Leptiten und Skarnbildungen verknüpften Fragen annehmbar erscheinen oder nicht.

Den Publikationen zahlreicher Fachgenossen verdanke ich wertvolle Anregungen. Der Forschungseinrichtungen des von mir zwei Jahrzehnte hindurch geleiteten Instituts für Mineralogie und Petrographie an der ehemaligen Gießener Universität beraubt, habe ich es besonders dankbar empfunden, daß eine Reihe von Fachgenossen und Institutionen des Auslandes mir erneut ihre Publikationen zugehen ließen. Es ist mir ein Bedürfnis, Professor P. NIGGLI in Zürich, Professor R. A. DALY in Cambridge Mass., das Geophysical Laboratory des Carnegie-Instituts in Washington und nicht zuletzt meine schwedischen Freunde H. v. ECKERMANN, PER GEIJER, N. H. MAGNUSSON und N. SUNDIUS hierfür meiner ganz besonderen Dankbarkeit zu versichern. Professor O. H. ERDMANNSDÖRFFER in Heidelberg bin ich für wertvolle Hinweise zu lebhaftem Dank verpflichtet. Nicht minder gilt solches für meine langjährigen Mitarbeiter Dr. J. HOLZNER und Dr. H. Götz, die von 1926 – 1939 durch die entsagungsvolle Ausführung der großen Zahl chemischer Gesteinsanalysen einen wesentlichen Beitrag auch zu der vorliegenden Untersuchung geleistet haben. Bei der Überwindung zahlreicher Schwierigkeiten, die die Zeitverhältnisse mit sich brachten, fand ich dankenswerte Unterstützung seitens der Firma E. LEITZ in Wetzlar sowie seitens des Bergbaues und seiner örtlichen Leiter, der Bergwerksdirektoren O. KIPPENBERGER in Gießen und Dr. W. WITTE in Wetzlar.

Zusammenfassung.

1. Nachdem zahlreiche Beobachtungsergebnisse die Deutung der mit dem Namen Weilburgit belegten Gesteine als Diabase bzw. Spilite hinfällig gemacht haben, bildet die Frage nach der petrographischen Stellung und der Genesis dieser Gesteine das Hauptproblem, dessen Lösung versucht werden mußte. Die

sowohl auf seiten der Keratophyre wie auf seiten der Weilburgite sich äußernde verwandtschaftliche Beziehung dieser beiden, in ihrem zeitlichen Auftreten weit voneinander getrennten Gesteinsgruppen bestimmt im wesentlichen bereits die Richtung derartiger Versuche. Aus diesem Grunde erschien eine nochmalige Erörterung der Keratophyre, insbesondere ihrer Variabilität im Alkaliverhältnis und in der Chloritführung angebracht.

2. Für einen Teil der Keratophyre ist eine eigenartige Zwitterstellung hinsichtlich der Zugehörigkeit zur Natron- bzw. Kaligesteinsreihe bezeichnend. Für ihren Chemismus finden sich keine Äquivalente unter den normalen Magmentypen. Das Zustandekommen derartiger außergewöhnlicher Zusammensetzungen, wie sie auch unter den von NIGGLI aufgestellten Magmentypen schon mehrfach vertreten sind, ist im allgemeinen an genetische Voraussetzungen spezieller Art geknüpft. Im vorliegenden Fall scheinen solche in einer selbständigen, d. h. nicht an eine der üblichen Mineralphasen gebundenen Alkaliwanderung zu bestehen. Eine Unterscheidung zwischen O- und E-Magentypen wäre vielleicht zweckdienlich.

3. Tendenzen einzelner Gesteinsvertreter sind nicht ausschlaggebend für den Gesamtcharakter einer magmatischen Provinz. Bei deren Kennzeichnung muß ebenso wie bei der des Einzelchemismus durch einen Magmatypus die etwaige spezifische Besonderheit der Provinz, im vorliegenden Fall die Ca-Armut, berücksichtigt werden. Petrographische Provinzen mit im einzelnen stark variabler Tendenz werden als „amphotere petrographische Provinzen“ bezeichnet. Unter Berücksichtigung der Mengenverhältnisse dürfte die vorkulmische Magmenentwicklung im Lahngebiet eine mäßige Natronvormacht aufweisen.

4. Innerhalb der Weilburgite erfahren sowohl Alkalivariabilität wie Chloritbedeutung eine ungewöhnliche Steigerung. Erstere zwingt zur Gliederung der Weilburgite in eine Kaligruppe (Typus Ernsthausen) mit $k \geq 0,60$, eine Natrongruppe (Typus Gabelstein) mit $k \leq 0,20$ und eine Kali-Natrongruppe oder Hauptgruppe (Typus Aardeck), von denen mengenmäßig letztere vorherrscht. In ihr überwiegt unentmischter Kalinatronfeldspat über Orthoklas und Albit.

5. Für die Beurteilung der zweiten Hauptkomponente, des Chlorits, ist entscheidend, daß er eindeutig ein Produkt unmittelbarer Kristallisation aus dem weilburgitischen Magma darstellt und nicht durch Umwandlung vorhandener ortho- oder metasilikatischer Mg-Fe-Verbindungen entstanden ist. Soweit er als verdrängende Substanz wirksam war, erfolgte die Einwirkung auf Feldspat und etwa vorhandene Karbonate.

6. Hieraus sowie aus dem übrigen mikroskopischen Gesteinsbild ergibt sich die merkwürdige Tatsache einer inversen Kristallisationsfolge mit Alkalifeldspat an erster, Chlorit an zweiter Stelle, eine Folge also, wie sie bei dem bestehenden Durchschnittschemismus ($si = 140,5$, $al = 28,0$, $fm = 45,5$, $c = 8,7$, $alk = 18,0$, $k = 0,33$, $mg = 0,42$) der Gesamtweilburgite unter normalen liquidmagmatischen Bedingungen undenkbar ist.

7. Einem dem Weilburgitdurchschnitt ähnlichen Chemismus begegnen wir bei Gesteinen wie Mugearit, Marloesit und allenfalls Macedonit, während dem Chemismus der Kaligruppe der des Durbachits, gewisser Biotittrachyte, antarktischer Leucitbasalte und vor allem lamprophyrischer Gesteine vergleichbar ist. Die mineralogische Ausbildung ist jedoch eine grundsätzlich andere hier

und dort. Es handelt sich auch nicht um eine Heteromorphiebeziehung, sondern lediglich um das Ergebnis einer Konvergenz. Bemerkenswert ist allerdings, daß J. J. THOMAS auf die Keratophyrähnlichkeit der Serie Marloesit-Skomerit-Mugearit in Pembrokeshire hinweist.

8. Innerhalb der einzelnen Weilburgitgruppen variiert die Zusammensetzung, abgesehen von k, nur noch hinsichtlich der fm-Werte stärker (vgl. Tabelle 13). Das führte zur Abtrennung eines Melatypus von den Normalweilburgiten. Daß jedoch auch dessen Vertreter echt weilburgitischer Natur sind, wurde am Beispiel der Gesteine vom Schellhofskopf gezeigt, dessen zentrale, äußerlich schalsteinähnliche Hauptmasse sich chemisch ganz den weilburgitischen Randentwicklungen anpaßt, wenn man der Serizitisierung und Kaolinisierung der früh ausgeschiedenen Feldspate Rechnung trägt.

9. Zusammen mit dem Weilburgit bei Gaudernbach gibt das Vorkommen vom Schellhofskopf durch das stellenweise Auftreten kalkreicherer Partien die Möglichkeit zum Studium der chemischen und mineralogischen Veränderungen, die durch Reaktion der weilburgitischen Schmelze mit dem aufgenommenen Kalk stattgefunden haben. Dessen generell allogener Charakter ergibt sich aus zahlreichen Beobachtungen verschiedener Art und gilt auch dort, wo in einzelnen Gesteinsvorkommen oder Gesteinspartien der Kalk eine völlig variolithartige Verteilung erfahren hat. Neben der Neubildung von titanreichem Augit (Gaudernbacher Typus) ist eine solche von Titanit bzw. Leukoxen im Reaktionsbereich besonders charakteristisch, während die verbreiteten fast opak erscheinenden Reaktionszonen um „Mandeln“ eine Stufe mangelhafter Reaktionsentwicklung wahrscheinlich infolge zu niedriger Temperatur veranschaulichen.

10. Ein für die Beurteilung der Weilburgite wichtiger Faktor ist deren H_2O -Gehalt. Im Gegensatz zu den Keratophyren, deren Gehalt an H_2O^+ trotz übereinstimmender Frische des Materials starke Schwankungen aufweist (bis zum 12fachen des Minimalbetrages), sind die Weilburgite durch eine auffallende Gleichmäßigkeit ihres H_2O -Gehalts gekennzeichnet (im Mittel 14 Mol-%). Das läßt auf die Nähe eines Grenzwertes schließen, der vielleicht dem Sättigungswert entsprechen mag. Die der Weilburgitbildung zugrunde liegende Schmelze war also wasserreich. Hydrolysierende und polymerisierende Wirkungen spielten beim Zustandekommen der weilburgitischen Mineralassoziation, insbesondere bei der unmittelbaren Chloritbildung eine entscheidende Rolle.

11. Vermöge einer gleichmäßigen, nicht offensichtlich an Karbonate gebundenen Augitführung vereinigen die zumeist als kleinere isolierte Gesteinskörper, vereinzelt auch als Gesteinszonen von begrenzter Ausdehnung auftretenden Augitweilburgite ihre im Feldspat-Chlorit-Verhalten ausgeprägte weilburgitische Eigenart mit Merkmalen basaltischer Gesteine. In ihnen verraten Chlorit und Augit keinerlei Zusammenhang, insbesondere ist letzterer durchgehend von bemerkenswerter Frische. Der Chemismus der vorherrschenden augitärmeren, mesotypen Gruppe (Langhecker Typus) entspricht dem essexitgabbroiden Magmatypus, der der seltenen augitreichen Gruppe (Arfurter Typus) steht dem ankaramitischen Typus der melanatrongabbroiden Magmen nahe. Vergleichende Betrachtungen mit dem Gaudernbacher Weilburgit sowie den Melaweilburgiten sprechen nicht dafür, daß die Augitbildung das Ergebnis einer mehr oder weniger

vollständigen Kalkassimilation darstellt. Andererseits läßt sich das Verhältnis Augitweilburgit : Normalweilburgit nicht durch Kristallisationsdifferentiation deuten.

12. Der früheren, auf Grund des H_2O -Gehalts der Weilburgite gefolgerten Identifizierung des weilburgitischen Magmas mit der keratophyrischen Restschmelze stehen neben der sonstigen, für Restschmelzen ungewöhnlichen Zusammensetzung vor allem das Mengenverhältnis Keratophyr:Weilburgit und die zeitliche Distanz des weilburgitischen vom keratophyrischen Magmatismus im Wege.

13. Die nach der Existenz einer basischen Keratophyrguppe und nach der Rolle des Chlorits in einzelnen Keratophyren denkbare Abstammung des Weilburgits aus einem entsprechend zusammengesetzten keratophyrischen Magma auf dem Weg einfacher Kristallisationsdifferentiation erscheint zwar rein rechnerisch möglich (Tabelle 31 und 32), wird aber hinfällig im Hinblick auf die Menge und den Charakter der Kristallphasen, die bei einer derartigen Berechnung angenommen werden müssen.

14. Eine Überführung des keratophyrischen in den weilburgitischen Chemismus durch Assimilation sedimentären Materials ist ausgeschlossen, da Sedimente der benötigten Zusammensetzung nicht zur Verfügung stehen, durch die vorhandenen und für eine Assimilation in Frage kommenden aber die benötigte Veränderung sich nicht erreichen läßt.

15. Gehen wir gemäß dem Prinzip der Kristallisationsdifferentiation von einem basaltischen Stammagma aus, so ergibt die unter plausiblen Annahmen durchgeführte Berechnung wohl ein Differentiationsprodukt vom mittleren Keratophyrcismus (Tabelle 34), nicht jedoch ein solches von weilburgitischem Allgemeincharakter (Tabelle 35). Auch die Altersfolge der beiden Hauptkomponenten des Weilburgits steht im Widerspruch zu einer derartigen Entwicklung. Schließlich wäre zu fragen, warum Gesteine von der Art der Weilburgite innerhalb petrographischer Provinzen mit normalem Differentiationsverlauf oder unter den verschiedenartigen Differentiaten basaltischer Magmen nicht vertreten sind.

16. Auf eine andere Entstehungsmöglichkeit des Weilburgits verweisen außer den bereits erwähnten Momenten das Vorkommen von Chromit in den Weilburgiten der Umgebung von Gaudernbach, der generell hohe Titangehalt im Vergleich zu dem der Keratophyre sowie das Mißverhältnis zwischen P_2O_5 -Gehalt und Apatit als Gesteinskomponente. Hiernach ist die weilburgitische Schmelze das Resultat einer Palingenese im keratophyrischen Magmahorizont zurückgebliebenen und bereits teilweise, vielleicht auch ganz kristallisierten Materials unter den Einwirkungen der tieferen basaltischen Magmamassen. Eine Folge der Zuwanderung von Gasen bzw. überhitzten Dämpfen bestand in Vermehrung der Wärmeenergie, im teilweisen Wiederaufschmelzen bereits erstarrter Keratophyranteile und in der Anreicherung der leichtflüchtigen Komponente, eine weitere in den Veränderungen stofflicher Natur, die sich nach den neueren experimentellen Feststellungen auch auf schwerflüchtige Stoffe und deren Transport in der H_2O -Gas- bzw. Dampfphase erstrecken.

17. Beschränkte sich bei der Herstellung eines normalweilburgitischen Zustandes die basaltische Einflußnahme vorwiegend auf die Gas- oder Dampfphase, so mögen in einem späteren Stadium Teile des basaltischen Magmas

selbst in den Keratophyrbereich vorgedrungen und lokale Magmengemische entstanden sein. In diesem Sinne wäre etwa das lokale Erscheinen von Chromit zu deuten und in verstärktem Umfang die Entstehung der Augitweilburgite, deren Zusammensetzung durchaus mit dem rechnerischen Ergebnis einer solchen Vermischung im Einklang steht (Tabelle 38). Normalweilburgit, Melaweilburgit und Augitweilburgit repräsentieren Stufen ein und desselben Entwicklungsablaufs.

18. Trotz einer wahrscheinlich 500° nicht allzu weit übersteigenden Temperatur verlieh der H_2O -Reichtum dem weilburgitischen Magma eine hohe Mobilität. Seine Innenspannung, durch den allmählichen Ablauf tektonischer Vorgänge geregelt, übertraf den Außendruck nie bis zur Ermöglichung explosiver Aktivität. An der Aufwärtsbewegung war das Magma weit mehr passiv als aktiv beteiligt, ihr Verlauf ein langsamer, vielleicht etappenweiser, die Ausbreitung im devonischen Horizont nur die Endphase eines lange zuvor begonnenen Prozesses. Lediglich diese letztere ist erfaßbar für die geologische Alterseinstufung, und es erscheint fraglich, ob das, was wir zu einem magmatischen Zyklus zusammenfassen, in allen Fällen der magmatischen Entwicklung gerecht wird.

19. Während das Keratophyrmagma als das Resultat einer lang dauernden Großdifferentiation angesehen werden kann, erweisen sich die Weilburgite nach dieser Deutung als entartete Keratophyre, entartet durch den Hinzutritt vornehmlich einer leichtflüchtigen Phase basaltischen Ursprungs. Ein keratophyrischer Altbestand tritt uns als palaeosomes Element in den Alkalifeldspaten, ein exogenes, neosomes im Chlorit der Weilburgite entgegen. Auch in anderer Hinsicht stößt man auf Erscheinungen, die an die Migmatitbildung erinnern. Liegt ihr gegenüber das Unterscheidende mehr im beteiligten Milieu, so gegenüber der Metasomatose mehr in der Natur des Prozesses insofern, als von einem molekularen Stoffaustausch innerhalb einer bestimmten Kristallphase bei der Überführung des keratophyrischen in den weilburgitischen Chemismus nicht die Rede sein kann.

Im Hinblick auf die Bedeutung der leichtflüchtigen Komponente allogen-magmatischer Herkunft bei dieser speziellen Art der Palingenese wurde der Vorgang als *Allopegmageneze* bezeichnet. Sie kann übergehen in eine *Allomagmogeneze*. Die Bezeichnung Hybridismus sollte auf Mischprodukte aus magmatischem und sedimentärem Material beschränkt bleiben.

20. Die Tatsache, daß Gesteine vom Charakter des Weilburgits dem tertiären Magmatismus allem Anschein nach fremd sind, läßt darauf schließen, daß die im Verlauf geologischer Epochen im Aktivitätsmodus nach Raum und Zeit bestehenden Unterschiede sich auch auf die Beschaffenheit der Produkte dieser Aktivität auswirken. Daraus folgt, daß die aus verschiedenen geologischen Epochen stammenden Produkte nicht ohne weiteres in dem bisher üblichen Umfang einander gleichgesetzt werden können.

Vortertiäre Phasen des Magmatismus finden keineswegs generell ihre Begrenzung durch eine einzelne tektonische Phase oder einen bestimmten geologischen Zeitabschnitt. Der Aktivitätsradius der magmatischen Phase kann vielmehr mehrere, zum Teil sogar relativ weit auseinander gelegene tektonische Phasen oder Zeitabschnitte umspannen. Diese Möglichkeit besteht in gesteigertem Maße mit zunehmendem Alter des magmatischen Geschehens. Das ist für die Festlegung magmatischer Zyklen von entscheidender Bedeutung.

Literatur.

- [1] AHLBURG, J.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000. Bl. Weilburg. Berlin 1918. — [2] AHLBURG, J., u. W. KEGEL: Abriß der Geologie der Lahnmulde. Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. (1922) H. 86. — [3] BARTH, T. F. W., C. W. CORRENS u. P. ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939. — [4] BOWEN, N. L.: The evolution of the igneous rocks. Princeton 1928. — [5] BOWEN, N. L.: Magmas. Bull. geol. Soc. America Bd. 58 (1947) S. 263. — [6] BRAUNS, R.: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiet der Lahn und Dill. N. Jb. Min. etc. Beil.-Bd. 27 (1909) S. 261 u. Beil.-Bd. 28 (1910) S. 379. — [7] BRÖGGER, W. C.: Die Eruptivgesteine des Kristianagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark. Norwegen. Vidensk. Selsk. Skrifter I. matem.-naturw. Kl. Nr. 9 (1920). — [8] BRÖGGER, W. C.: Die Eruptivgesteine des Oslogebietes VII. Die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine des Oslogebietes. Skr. Norske Vidensk. Akad. Oslo I. matem.-naturw. Kl. Nr. 1 (1933). — [9] BURRI, C.: Neue Beiträge zur Petrographie von Predazzo und Monzoni. Aus dem Nachlaß von Julius Romberg-Berlin. N. Jb. Min. etc. Abt. A Beil.-Bd. 58 (1928) S. 109. — [10] CORRENS, C. W., u. W. v. ENGELHARDT: Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspats. Chem. d. Erde Bd. 12 (1939/40) S. 1. — [11] DALY, R. A.: The Geology of Ascutney Mountain, Vermont, U.S. Geol. Surv. Bull. Nr. 209 (1903). — [12] DALY, R. A.: Igneous rocks and the depths of the earth. New York-London 1933. — [13] DALY, R. A.: Volcanism and petrogenesis as illustrated in the Hawaiian Islands. Bull. geol. Soc. America Bd. 55 (1944) S. 1363. — [14] DOERMER, L.: Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. N. Jb. Min. etc. Beil.-Bd. 15 (1902) S. 594. — [15] EHRENBERG, H.: Synthese von β -CaSiO₃ (Wollastonit) durch Reaktion zwischen festen Ausgangsstoffen. Z. physik. Chem. Abt. B, Bd. 14 (1931) S. 421. — [16] ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Z. dtsch. geol. Ges. Bd. 59 (1907). Monatsber. S. 16—22. — [17] ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. Zbl. Min. Geol. Paläont. (1909) S. 33. — [18] ERDMANNSDÖRFFER, O. H., G. FLIEGEL u. H. SCHRÖDER: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Bl. Blankenburg. Berlin 1927. — [19] ESENWEIN, P.: Zur Petrographie der Azoren. Z. Vulkanologie. Bd. 12 (1929) S. 108. — [20] ESKOLA, P.: On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. Bull. Commiss. géol. Finlande Nr. 40 (1914) S. 5. — [21] ESKOLA, P.: On the petrology of eastern Fennoscandia. I. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia Bd. 45 (1925) S. 1. — [22] ESKOLA, P.: Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. Fortschr. Mineral., Kristallogr., Petrogr. Bd. 11 (1927) S. 58. — [23] ESKOLA, P.: On the principles of metamorphic differentiation. C. R. Soc. géol. Finlande Nr. 5 (1932) S. 68. — [24] FENNER, CL. N.: The residual liquids of crystallising magmas. Miner. Mag. Bd. 22 (1931) S. 539. — [25] FENNER, CL. N.: Some magmatic problems. J. Washington Acad. Sci. Bd. 24 (1934) S. 113. — [26] FENNER, CL. N.: A view of magmatic differentiation. J. Geology Bd. 45 (1937) S. 158. — [27] FERGUSON, J. B., and H. E. MERWIN, H. E.: The ternary system CaO-MgO-SiO₂. Amer. J. Sci. (V) Bd. 49 (1919) S. 81. — [28] FERGUSON, J. B., and H. E. MERWIN: Wollastonite (CaO SiO₃) and related solid solutions in the ternary system Lime — Magnesia — Silica. Amer. J. Sci. (V) Bd. 48 (1919) S. 165. — [29] GELJER, PER: Falutrakents geologi och malmfyndigheter. Sver. Geol. Undersök. C. Nr. 275 (1917). — [30] GELJER, PER: Die nordschwedischen Eisen-erze und verwandte Lagerstätten als Beispiele eruptiver Spaltungsprozesse. Geol. Rundschau Bd. 26 (1935) S. 351. — [31] GILLULY, J.: The water content of magmas. Amer. J. Sci. (V) Bd. 33 (1937) S. 430. — [32] GOTZ, H.: Die Keratophyre der Lahnmulde. Z. Kristallogr., Mineral. Petrogr. Abt. B, Bd. 49 (1937) S. 168. — [33] GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Vidensk. Selsk. Skrifter I. matem.-naturw. Kl. Nr. 10 (1920). — [34] GOLDSCHMIDT, V. M.: Metasomatosen i silikatbergarter. Geol. Fören. Stockholm Förh. Bd. 43 (1921) S. 463. — [35] GORANSON, R. W.: The solubility of water in granitic magmas. Amer. J. Sci. (V) Bd. 22 (1931) S. 481. — [36] GORANSON, R. W.: Some notes on the melting of granite. Amer. J. Sci. (V) Bd. 23 (1932) S. 227. — [37] GORANSON, R. W.: Silicate-water systems: The solubility of water in albite-melt. Trans. Amer. geophysic. Union 17. Jb. (1936) S. 257. — [38] GREIG, J. W., H. E. MERWIN and E. S. SHEPHERD: Notes on the volatile transport of Silica. Amer. J. Sci. (V) Bd. 25 (1933) S. 61. — [39] HÖGBOM:

The Gellivara iron mountain. Geol. Fören. Stockholm Förh. (1932) S. 561. — [40] HOLMES, A.: The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. Geol. Mag. Bd. 68 (1931) S. 241. — [41] HOLMES, A.: The origin of igneous rocks. Geol. Mag. Bd. 69 (1932) S. 543. — [42] HOLMES, A.: The idea of contrasted differentiation. Geol. Mag. Bd. 73 (1936) S. 228. — [43] HOLMES, A., and A. F. HARWOOD: The volcanic area of Bifumbira. Geol. Surv. Uganda, Mem. Nr. III (1937) S. 1. — [47] HOLZNER, J.: Über die chemische Konstitution von Stilpnometan und Stilpnochloran. Zbl. Min., Geol., Paläont. Abt. A (1934) S. 299. — [45] HOLZNER, J.: Eisenchlorite aus dem Lahngebiet, chemische Formel und Valenzausgleich bei den Eisenchloriten. N. Jb. Min. etc. Abt. A Beil.-Bd. 73 (1938) S. 389. — [46] HUBER, H. M.: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 23 (1943) S. 72. — [47] IDDINGS, J. P.: Igneous rocks. II. New York 1913. — [46] INGERSON, EARL and G. W. MOREY: Review and discussion of "Nature of the ore-forming fluid" by L. C. Graton. Econ. Geol. Bd. 35 (1940) S. 772. — [49] JOHANSSON, H.: Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrag „Metasomatosen i silikatbergarter“ von V. M. GOLDSCHMIDT. Geol. Fören. Stockholm Förh. Bd. 43 (1921) S. 469. — [50] KEGEL, W.: Über den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. Jb. preuß. geol. Landesanst. Bd. 53 (1932) S. 936. — [51] KENNEDY, W. A.: The parent magma of the British petrographic province. Summ. of Progress Geol. Surv. for 1930, Part II, S. 61—73. London 1931. — [52] KENNEDY, W. A., and E. M. ANDERSON: Crustal layers and the origin of magmas. Bull. volcanol., II. s. Bd. 3 (1938) S. 24. — [53] LARSSON, W.: Chemical analyses of Swedish rocks. Bull. geol. Inst. Univ. Upsala. Bd. 24 (1932) S. 47. — [54] LEHMANN, E.: Beiträge zur Petrographie des Gebietes am Oberen Rio Magdalena. I. Eruptivgesteine aus der Zentralcordillere. Tschermaks Min. petr. Mitt. Bd. 30 (1911) S. 233. — II. Eruptivgesteine aus der Ostcordillere. — III. Die petrographische Gesamtprovinz und ihre geologisch-tektonischen Beziehungen. Teil II u. III im Druck. — [55] LEHMANN, E.: Das Vulkangebiet am Nordende des Nyassa als magmatische Provinz. Z. Vulkanol. Erg.-Bd. 4 (1934) S. 1. — [56] LEHMANN, E.: Der Basalt vom Stöffel (Westerwald) und seine essexitisch-theralithischen Differentiate. Chem. d. Erde Bd. 5 (1930) S. 319. — [57] LEHMANN, E.: Ein Profil aus dem Schachtkerzenstock der 250-m-Sohle der Grube Königszug bei Oberscheld. N. Jb. Min. etc. Abt. A Beil.-Bd. 64 (1931) S. 549. — [58] LEHMANN, E.: Das Nebengestein des Eisenerzlagers Theodor bei Aumenau. N. Jb. Min. etc. Abt. A Beil.-Bd. 67 (1933) S. 69. — [59] LEHMANN, E.: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar 1940. — [60] LOSSEN, K. A.: Über die Lagerungsverhältnisse im O und NO des Ober- und Mitteldevonischen Elbingeroder Muldenystems (Section Blankenburg a. Harz) und die darunter auftretenden Eruptivgesteine. Jb. preuß. geol. Landesanst. (1885) S. 21. — [61] MAGNUSSON, N. H.: The evolution of the lower archaean rocks in central Sweden and their iron, manganese and sulphide ores. Quart. J. geol. Soc. London Bd. 92 (1936) S. 332. — [62] MAGNUSSON, N. H.: Die Genesis der svionischen Granite. Zur Diskussion über die Granitisationstheorie. Geol. Fören. Stockholm Förh. Bd. 60 (1938) S. 285. — [63] MAGNUSSON, N. H.: Neue Untersuchungen innerhalb des Grängesbergfeldes. Sver. Geol. Undersök. C (1938) Nr. 418, S. 1. — [64] MOREY, G. W.: The volatility of Silica with steam. Trans. Amer. geophys. Union. 13. Jb. (1932) S. 269. — [65] MOREY, G. W.: Solubility of solids in water vapor. Proc. Amer. Soc. Test. Mater. Bd. 42 (1942) S. 980. — [66] VAN NIEUWENBURG-BLUMENDAL, H. B.: Über die Flüchtigkeit der Kieselsäure mit Wasserdampf. Recueil Trav. chim. Pays-Bas Bd. 49 (1930) S. 857, Ref. Chem. Zbl. Bd. 101 (1930) S. 2243. — [67] NIGGLI, E.: Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 24 (1944) S. 58. — [68] NIGGLI, P.: Bemerkungen zum geologisch-tektonischen Problem der magmatischen Differentiation. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 15 (1935) S. 153. — [69] NIGGLI, P.: Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 16 (1936) S. 295. — [70] NIGGLI, P.: Die Magmentypen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 16 (1936) S. 335. — [71] NIGGLI, P.: Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 18 (1938) S. 610. — [72] NIGGLI, P.: Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitgranitischen Magmen und die Diatekse. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 26 (1946) S. 44. — [73] NIGGLI, P., u. P. J. BEGER: Gesteins- und Mineralprovinzen. I. Berlin 1923. — [74] OSBORN, E. F.: The compound Merwinite ($3 \text{CaO} \cdot \text{MO} \cdot 2 \text{SiO}_2$) and its stability relations within the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (Preliminary Report). J. Amer. ceram. Soc. Bd. 26 (1943) S. 321. — [75] PHEMISTER, T. C.: The role of water in basaltic magma.

Min. petr. Mitt. Bd. 45 (1934) S. 19 u. 99. — [76] QUIRING, H.: Die Fortsetzung des Siegener Hauptsattels in den Ardennen. Z. dtsch. geol. Ges. Bd. 85 (1933) S. 214. — [77] RANKIN, G. A., and H. E. MERWIN: The ternary system $MgO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$. Amer. J. Sci. (IV) Bd. 45 (1918) S. 301. — [78] RICHTER, H.: Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. Internat. Bergwirtsch. u. Bergtechn. Bd. 23 (1930) S. 65 u. 85. — [79] RITTMANN, A.: Le temperature nella crosta terrestre e l'orogenesi. Rend. R. Acad. Sci. Napoli. IV. s. Bd. 12 (1942/45). — [80] DE ROEVER, W. P.: Olivine basalts and their alkaline differentiates in the Permian of Timor. Geol. Exped. to the lesser Sunda Islands under leadership of H. A. BROUWER, Bd. IV, S. 200—289. Amsterdam 1942. — [81] ROMBERG, J.: Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. Abh. preuß. Akad. Wiss. physik.-math. Kl. Berlin (1904). — [82] ROSENBUSCH, H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, Bd. II/2. Stuttgart 1908. — [83] SCHAIRER, J. F., and N. L. BOWEN: The binary system $CaSiO_3$ -Diopside and the relations between $CaSiO_3$ and Akermanite. Amer. J. Sci. Bd. 240 (1942) S. 725. — [84] SHEPHERD, E. S.: The gases in rocks and some related problems. Amer. J. Sci. (V) Bd. 35 (1938) S. 311. — [85] SUNDIUS, N.: Grythyttfältets Geologi. Sver. Geol. Undersök. C Nr. 312 (1923) S. 1. — [86] SUNDIUS, N.: On the differentiation of the alkalis in aplites and aplitic granites. Sver. Geol. Undersök. C Nr. 336 (1926) S. 1. — [87] SUNDIUS, N.: On the origin of late magmatic solutions containing magnesia, iron and silica. Sver. Geol. Undersök. C Nr. 392 (1935) S. 1. — [88] THOMAS, H. H.: The Skomer volcanic series (Pembrokeshire). Quart. J. geol. Soc. London Bd. 67 (1911) S. 175. — [89] TOMKEIEFF, S. J.: A contribution to the petrology of the Whin Sill. Min. Mag. Bd. 22 (1929) S. 100. — [90] TRÖGER, E.: Zur Sippenteilung magmatischer Gesteine. N. Jb. Min. etc. Abt. A Beil.-Bd. 62 (1930) S. 249. — [91] TRÖGER, E.: Specielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935. — [92] WEGMANN, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau Bd. 26 (1935) S. 305.

Professor Dr. EMIL LEHMANN, Gießen, Südanlage 14.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Tübingen.

Eine Differenzmethode zur Erhöhung der Meßgenauigkeit und Erweiterung des Meßbereiches normaler Drehkompensatoren.

Von

RUDOLF MOSEBACH.

(Eingegangen am 30. März 1949.)

Ein einfaches Verfahren zur Erhöhung der Meßgenauigkeit kleiner optischer Gangunterschiede mit Hilfe von Drehkompensatoren wurde kürzlich beschrieben (R. MOSEBACH 1949). Diese Meßweise setzt die Anwendung von monochromatischem Licht voraus, oder Benutzung solcher Lichtarten, die in ihrer Wirkung ersterem gleichzusetzen sind. Bei Subtraktionslage von Meßpräparat (Dünnschliff des optisch anisotropen Minerals) und Kompensator wird der Gangunterschied Γ_x im Meßapparat durch Überlagern eines Γ_i im Kompensator nicht zu Null kompensiert (in diesem Fall wäre $\Gamma_x = \Gamma_i$), sondern zu einem Restgangunterschied $\Gamma_r = 1\lambda, 2\lambda$ usw. der verwendeten Wellenlänge. Diese Kompensationsstellungen machen sich durch das Auftreten der dunklen Kompensationsstreifen im monochromatischen Licht bemerkbar. Der ermittelte Einstellwinkel i am Kompensator ergibt dann nicht direkt den gesuchten Γ_x -Wert, sondern $\Gamma_x + \Gamma_r$, infolgedessen wird Γ_x als Differenz $\Gamma_x = \Gamma_i - \Gamma_r$ bestimmt. Dadurch kann dieses Meßverfahren, das Γ_x indirekt als Differenz ermittelt, als indirektes oder Differenzverfahren bezeichnet werden, im Gegensatz zum direkten Meßverfahren der Kompensation zu $\Gamma_r = 0$, d. h. $\Gamma_i = \Gamma_x$, welches bisher allein üblich war. Meßbeispiele zeigen, daß diese Meßart der kleinen Γ_x die direkte Messung an Genauigkeit übertrifft.

Selbstverständlich beschränkt sich diese Meßweise nicht auf kleine Γ_x , sondern Gangunterschiede beliebiger Größe können so bestimmt werden.

Praktisch bedeutet das, daß der richtige Γ_x -Wert auch dann ermittelt werden kann, wenn in monochromatischem Licht irrtümlicherweise ein „falscher Kompensationsstreifen“ eingestellt wurde, vorausgesetzt, wir können diesem Kompensationsstreifen die richtige Ordnung zuschreiben, was aber im allgemeinen leicht möglich ist. Denjenigen, die je in monochromatischem Licht Gangunterschiede gemessen haben, wird dieser ärgerliche Irrtum ebenso bekannt sein wie auch diese Tatsache, daß bei Verwendung z. B. eines BEREK-Kompensators $3\frac{1}{2}O$ Na-Licht der Meßbereich gerade nicht mehr ausreicht, um einen noch größeren Γ_x zu bestimmen. In solchen Fällen wurde empfohlen (ROSENBUSCH-WÜLFING 1924, S. 577), Γ_x durch Einschalten von Gips- oder Glimmerplättchen von bekanntem Gangunterschied in Subtraktionsstellung genügend zu verkleinern, so daß nun der Meßbereich ausreicht. Dieses Verfahren ist jedoch umständlich und der Genauigkeit einer Messung nicht dienlich. Für Ansprüche hoher Präzision gibt es kaum Gipsplättchen oder Glimmerplättchen so gleichmäßiger Dicke, daß wir den superponierten Gangunterschied als bekannt voraussetzen dürfen. Weiterhin ist bei Verwendung von Kompensatoren über den Tubusschlitz des Mikroskops bereits verfügt und die Einschaltung eines zusätzlichen Kompensators mit der erforderlichen Genauigkeit in bezug auf Diagonalstellung, horizontaler Lage und ähnlichem schwierig.

Hier hilft wiederum die Methode der Messung des Γ_x als Differenz. Der Kompensationsstreifen, der Γ_x zu $\Gamma_r = 0$ kompensiert, liegt außerhalb des Kompensatormeßbereiches, aber wir können den ersten, zweiten Kompensationsstreifen von dieser 0-Kompensation aus gerechnet nach rückwärts einstellen. Ein Meßbeispiel möge dies erläutern. An einem Quarzdünnschliff //c wurde mit Hilfe des BEREK-Kompensators $3\frac{1}{2}O$ in Subtraktionsstellung durch Kompensation

auf $\Gamma_r = 0$ der Γ_x mit 1841,4 m μ gemessen. i betrug 28,728°. In diesem Fall entsprechen sich Γ_i und Γ_x in der Größe. Drehen wir nun die Kompensatortrommel so weit zurück, bis der nächste dunkle Streifen erscheint, dann wissen wir, daß diese Stellung von der vorigen um einen Restgangunterschied von $\Gamma_r = 1\lambda = 589,3$ m μ differiert. Γ_x ist natürlich geblieben, im Kompensator dagegen $\Gamma_i = \Gamma_x - \Gamma_r = \Gamma_x - 1\lambda$, bei Einstellung des zweiten dunklen Streifens nach rückwärts $\Gamma_i = \Gamma_x - 2\lambda$ usw., infolgedessen gilt $\Gamma_x = \Gamma_i + \Gamma_r$ im vorliegenden Fall $\Gamma_x = \Gamma_i + 1\lambda$ und $\Gamma_i + 2\lambda$. Wenn wir also anstatt der Kompensation auf $\Gamma_r = 0$ diejenige auf 1λ , 2λ usw. wählen, dann erhalten wir Γ_x durch Ablesen und Auswertung der entsprechenden Kompensatorwinkel i , die $\Gamma_r = 1\lambda$ bzw. 2λ zugeordnet sind. So wurde für obigen Quarz //c für $\Gamma_r = 1\lambda$ $\Gamma_x = 1837,0$ m μ , $\Gamma_r = 2\lambda$ $\Gamma_x = 1841,3$ m μ gemessen. Bei Bildung des Mittelwertes von $\Gamma_x = 1839,9$ m μ ergibt sich, daß die Γ_x -Messung auf indirekte Art der direkten an Genauigkeit nichts nachgibt. Diese Meßweise läßt sich nach verschiedenen Richtungen hin praktisch auswerten.

Liegt der zu bestimmende Γ_x größtmäßig unter den Ordnungen der Kompensationsstreifen, mit Hilfe deren er bestimmt werden soll, dann besteht die Beziehung $\Gamma_i = \Gamma_r + \Gamma_x$, bzw. $\Gamma_x = \Gamma_i - \Gamma_r$. Bei Γ_x größer als Γ_i , auf den die Messung bezogen wird, ist $\Gamma_i = \Gamma_x - \Gamma_r$ oder $\Gamma_x = \Gamma_i + \Gamma_r$. Würden wir die Messung von größeren Γ_x auf Kompensationsstreifen noch höherer Ordnung, als der Kompensationsstelle zu $\Gamma_r = 0$ entspricht, beziehen, dann wäre zur Errechnung von Γ_x auch hier die Differenz zwischen Γ_i und Γ_r zu bilden, was aber praktisch nicht vorkommen wird, da dies den Vorteilen der indirekten Meßweise zuwiderläuft.

Es liegt in der Eigenart eines Drehkompensators über viel Ordnungen, daß die Bestimmungsgenauigkeit nicht nur bei kleinen Γ_x (zwischen 0 und 1λ) geringer ist, sondern auch nach den höheren Ordnungen zu steigend abnimmt. Mit steigender Kompensationsplättchenneigung läuft ein Verwaschenerwerden der Kompensationsstreifen und ein stetes Anwachsen des auf denselben Trommelteil entfallenden Γ -Betrages parallel.

Beide Nachteile sind dadurch zu umgehen, daß wir hohe Γ_x auf niedriger als die Kompensation zu $\Gamma_r = 0$ gelegene Dunkelstreifen kompensieren. Γ_x eines Zirkondünnenschliffes //c wurde in Na-Licht mit einem BEREK-Kompensator über 15 Ordnungen gemessen (Tabelle 1.) Die Kompensationsstellung auf $\Gamma_r = 5\lambda$ lag hier naturgemäß der 0-Stellung der Kompensations-Trommelteilung am nächsten. Die in den Kompensationsstellungen auf $\Gamma_r = 5\lambda$ bis 2λ erhaltenen Γ_x -Werte schwanken nur sehr wenig um einen Mittelwert von 3309,4 m μ . (Mittlerer Fehler der einzelnen Meßreihe $\pm 0,7$ m μ , für alle 4 Meßreihen $\pm 0,4$ m μ). Γ_x der Kompensationsstellung auf $\Gamma_r = 1\lambda$, der schon einer beträchtlichen Neigung des Kompensationsplättchens entspricht, weicht dagegen bereits um $+5,1$ m μ , derjenige der direkten Messung um $+12,6$ m μ von diesem Mittelwert ab.

Die Verlegung der Kompensationsstelle von $\Gamma_r = 0$ auf die Streifen niederer Ordnung, d. h. in günstigere Meßbereiche des jeweils benutzten Kompensators, führt, wie Tabelle 1 zeigt, zu einer Erhöhung der Meßgenauigkeit. Außerdem haben wir so eine gute Kontrolle für die richtige Bestimmung der Kompensator-Eichkurven.

Natürlich wäre es überflüssig, das beschriebene Differenzverfahren da anzuwenden, wo die zu messenden Γ_x größtmäßig im besten Teil des Kompensationsmeßbereiches liegen.

Zur Bestimmung eines größeren Γ_x besteht nicht einmal die Notwendigkeit, einen Kompensator mit Meßbereich über so viel Ordnungen zu verwenden, wie zur direkten Bestimmung des Γ_x durch Aufsuchen der Kompensationsstelle zu

Tabelle 1. Direkte und indirekte Γ_x -Bestimmung eines Zirkondünnenschliffes //c in Na-Licht mit BEREK-Kompensator 150rdn.

Direkte Kompensation auf $\Gamma_r = 0$		Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 1\lambda$		Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 2\lambda$	
a	b	a	b	a	b
50,18	9,30	48,28	11,22	46,00	13,38
50,22	9,32	48,24	11,28	46,06	13,44
50,18	9,34	48,22	11,26	46,04	13,42
50,22	9,36	48,24	11,30	46,00	13,40
50,24	9,34	48,26	11,28	46,02	13,44
50,16	9,32	48,22	11,30	46,02	13,42
50,18	9,30	48,24	11,32	46,04	13,38
50,18	9,36	48,24	11,26	46,02	13,44
50,20	9,32	48,26	11,28	46,00	13,42
50,18	9,34	48,22	11,32	46,02	13,42
$i = 20,432^\circ$		18,480°		16,302°	
$\log f(i) = 9,0969$		9,0112		8,9036	
$\log C_{Na} = 4,4245$		4,4242		4,4249	
$\log \Gamma_i = 13,5214$		13,4354		13,3285	
$\Gamma_i = 3322,0 \text{ m}\mu$		2725,2 m μ		2130,8 m μ	
$\Gamma_r = + 0 \text{ m}\mu$		+ 589,3 m μ		+ 1178,6 m μ	
$\Gamma_x = 3322,0 \text{ m}\mu$		3314,5 m μ		3309,2 m μ	
Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 3\lambda$		Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 4\lambda$		Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 5\lambda$	
a	b	a	b	a	b
43,64	15,96	40,70	18,92	36,34	22,98
43,62	15,88	40,72	18,88	36,36	22,96
43,66	15,92	40,68	18,96	36,34	22,98
43,64	15,90	40,66	18,94	36,36	22,96
43,64	15,92	40,66	18,98	36,34	22,96
43,60	15,96	40,68	18,96	36,36	22,94
43,62	15,96	40,70	18,92	36,38	22,96
43,66	15,98	40,66	18,88	36,34	22,94
43,62	15,88	40,68	18,96	36,36	22,96
43,64	15,92	40,70	18,96	36,34	22,98
$i = 13,853^\circ$		10,874°		6,692°	
$\log f(i) = 8,7635$		8,5545		8,1341	
$\log C_{Na} = 4,4246$		4,4245		4,4246	
$\log \Gamma_i = 13,1881$		12,9790		12,5587	
$\Gamma_i = 1542,1 \text{ m}\mu$		952,8 m μ		362,0 m μ	
$\Gamma_r = + 1767,9 \text{ m}\mu$		+ 2357,2 m μ		+ 2946,5 m μ	
$\Gamma_x = 3310,0 \text{ m}\mu$		3310,0 m μ		3308,5 m μ	

$\Gamma_r = 0$ notwendig ist. Wir brauchen deren genaue Lage nicht zu kennen. Es genügt zu wissen, daß die 0-Kompensationsstelle z. B. bei obigem Zirkon zwischen der 5. und 6. Ordnung Na-Licht liegt, was mit Hilfe eines Quarzkeiles oder ähnlichen Kompensators unter Benutzung von Glühlicht unschwer festgestellt werden kann. Welchen Kompensator wir zur Messung benutzen, z. B. einen BEREK-Kompensator $3\frac{1}{2}O$ oder einen beliebigen anderen, ist gleichgültig, jedenfalls wissen wir, daß der erste in monochromatischem Licht auftretende Streifen um 5λ von der Kompensationsstelle auf $\Gamma_r = 0$ entfernt ist, der zweite um 4λ usw. Stellen wir auf diese Streifen ein, so entspricht wie oben Γ_x der Summe von Γ_i und Γ_r .

Obiger Zirkondünnenschliff //c wurde nochmals einer Γ_x -Messung mit einem BEREK-Kompensator $3\frac{1}{2}$ O Na-Licht unterworfen. Die Messung bezieht sich auf den ersten und zweiten Streifen vom Kompensationsnullpunkt aus, sie sind also die Kompensationsstreifen von $\Gamma_r = 5\lambda$ und 4λ (Tabelle 2).

Die Übereinstimmung mit dem Mittel (Tabelle 1) ist in Anbetracht des hohen Γ_x und der stark undulösen Auslöschung, die dieser Zirkon zeigt, erstaunlich.

Tabelle 2.

Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 5\lambda$	Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 4\lambda$
$i = 12,444^\circ$	20,403°
$\log f(i) = 8,6710$	9,0957
$\log C_{\text{Na}} = 3,8802$	3,8793
$\log \Gamma_i = 12,5512$	12,9750
$\Gamma_i = 355,8 \text{ m}\mu$	944,2 $\text{m}\mu$
$\Gamma_r = +2946,5 \text{ m}\mu$	+2357,2 $\text{m}\mu$
$\Gamma_x = 3302,3 \text{ m}\mu$	3301,4 $\text{m}\mu$
Mittel: 3301,9 $\text{m}\mu$	

Schaffenheit des zu messenden Dünnschliffes abhängen, ob die Verwendung eines Kompensators mit größerem oder kleinerem Meßbereich erwünscht ist, hinsichtlich der davon abhängigen Qualität der Kompensationsstreifen. Drehkompensatoren mit kleinerem Meßbereich sind (von Ausnahmen abgesehen) die genauer messenden. Obiges Meßverfahren erlaubt,

Durch Benutzung von anderen Kompensationsstreifen als den der direkten Kompensation auf $\Gamma_r = 0$ lassen sich beliebig große Γ_x mit gleicher oder größerer Präzision bestimmen. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit, den Meßbereich eines Kompensators über nur wenig Ordnungen beträchtlich zu vergrößern.

Daraus ergeben sich mancherlei Vorteile. Es wird von der Bequemlichkeit des zu messenden Dünnschliffes abhängen, ob die Verwendung eines Kompensators mit größerem oder kleinerem Meßbereich erwünscht ist, hinsichtlich der davon abhängigen Qualität der Kompensationsstreifen. Drehkompensatoren mit kleinerem Meßbereich sind (von Ausnahmen abgesehen) die genauer messenden. Obiges Meßverfahren erlaubt bei großem Γ_x , nur die Differenz $\Gamma_i = \Gamma_x - \Gamma_r$ zu ermitteln, was dann mit der größeren Präzision dieser kleineren Γ -Messungen geschehen kann. Es dürfte auch günstig sein, dann, wenn Γ_x den Meßbereich eines Kompensators überschreitet, einen Kompensatorwechsel auf diesem Wege umgehen zu können, da bei sehr genauen Messungen auch dies abträglich sein kann.

Tabelle 3.

Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 1\lambda$	Indirekte Kompensation auf $\Gamma_r = 2\lambda$
$i = 14,16^\circ$	21,55°
$\Gamma_i = 460,7 \text{ m}\mu$	1050,5 $\text{m}\mu$
$\Gamma_r = -589,3 \text{ m}\mu$	1178,6 $\text{m}\mu$
$\Gamma_x = 128,6 \text{ m}\mu$	128,1 $\text{m}\mu$
Mittel: 128,4 $\text{m}\mu$	

Ein weiterer Vorteil dieser Meßmethode liegt darin, daß auch denjenigen geholfen ist, die selbst oder in ihrem Institut höchstens einen Drehkompensator über 3 Ordnungen besitzen, aber auch einmal gerne einen größeren Gangunterschied messen möchten oder müssen. Dieser Fall wird heutzutage in deutschen Instituten gar nicht so selten vorliegen.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß wir zur Messung von Gangunterschieden nicht ausschließlich die traditionelle Subtraktionsstellung zwischen Meßpräparat und Kompensator zu nehmen gezwungen sind, sondern daß dies in monochromatischem Licht auch in der Additionsstellung geschehen kann. Das Beispiel des $\lambda/4$ -Glimmerplättchens, das mit einem BEREK-Kompensator $3\frac{1}{2}$ O und Na-Licht in Additionsstellung vermessen wird, mag dies zeigen (Tabelle 3). Hier addieren sich Γ_x und Γ_i zu Γ_r des Kompensationsstreifens, auf den eingestellt wird, so daß wir $\Gamma_x + \Gamma_i = \Gamma_r$ oder $\Gamma_x = \Gamma_r - \Gamma_i$ haben.

Die Übereinstimmung der Meßergebnisse ist auch hier sehr gut und beruht auf den gleichen Gründen wie die höhere Meßgenauigkeit der bereits beschriebenen Methode für kleine Gangunterschiede (R. MOSEBACH 1949 b).

Der etwas geringere Γ_x -Betrag als in der bei MOSEBACH 1949 b, Tabelle 1 gegebenen Messung an demselben Glimmerplättchen (128,4 $\text{m}\mu$ gegen 130,1 $\text{m}\mu$) führt daher, daß in

beiden Fällen eine andere Stelle des Plättchens u. d. M. eingestellt wurde. Mehr oder weniger geringe Dickenunterschiede der im allgemeinen als planparallel angenommenen Dünn-schliff- und ähnlichen Präparate sind bei genauer Nachprüfung die Regel.

Die beschriebene indirekte Meßmethode von Gangunterschieden in monochromatischem Licht beschränkt sich nicht auf Drehkompensatoren, sondern ließe sich grundsätzlich auch auf andere Kompensatoren, z. B. den nach Babinet, übertragen. Da aber die Drehkompensatoren nach Berek und Ehringhaus zur Zeit die praktischsten zur petrographischen Arbeit mit oder ohne mehrachsrigem Drehtisch sind, ist deren genaues Arbeiten nach obiger Meßweise sehr zu begrüßen.

Bei der Durchführung der Messungen erfreute ich mich wieder der freundlichen Unterstützung der Herren cand. rer. nat. W. Buss und Dipl.-Chem. W. Weiskirchner, wofür ihnen auch hier herzlichst gedankt sei.

Zusammenfassung.

Eine Differenzmethode zur Erhöhung der Genauigkeit der Messung von optischen Gangunterschieden durch Drehkompensatoren und Erweiterung von deren Meßbereich wird beschrieben und durch Beispiele geprüft und erläutert.

Der Vorteil dieses Verfahrens liegt in der erreichbaren Genauigkeit der Bestimmung kleiner und großer Γ_x , die meist höher liegt als die der direkten Ermittelung durch Kompensation auf $\Gamma_r = 0$.

Bei kleinen und großen Γ_x kann durch Messung einer Summe von Gangunterschieden oder eines Restgangunterschiedes anstatt des im Meßpräparat vorliegenden Γ_x die Messung stets in den besten Meßbereich des jeweils vorliegenden Kompensators gerückt werden. Darüberhinaus sind höhere Γ_x durch Kompensatoren mit kleinerem Meßbereich ebenso genau bzw. noch genauer bestimmbar. Es muß nur durch einen Quarzkeil oder einen anderen Kompensator die ungefähre Lage der Kompensationsstelle auf $\Gamma_r = 0$ ermittelt werden.

Unter Verwendung monochromatischen Lichtes können Γ_x auch in der Additionsstellung von Meßpräparat und Kompensator ebensogut und genau bestimmt werden wie in der bisher traditionell bevorzugten Subtraktionsstellung.

Literatur.

MOSEBACH, R.: Das Messen optischer Gangunterschiede mit Drehkompensatoren. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. (1949a). — Ein einfaches Verfahren zur Erhöhung der Meßgenauigkeit kleiner optischer Gangunterschiede. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. (1949b). — ROSENBUSCH, H., u. E. A. WÜLFING: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, Bd. I/1. Stuttgart 1924.

Prof. Dr. RUDOLF MOSEBACH,
Mineral.-Petrographisches Institut der Universität Tübingen.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Tübingen.

Ein einfaches Verfahren zur Erhöhung der Meßgenauigkeit kleiner optischer Gangunterschiede.

Von

RUDOLF MOSEBACH.

(Eingegangen am 30. März 1949.)

Über eine Arbeitsweise zur Erhöhung der Bestimmungsgenauigkeit optischer Gangunterschiede mit Hilfe von Drehkompensatoren wurde kürzlich berichtet (R. MOSEBACH 1949a). Als wesentlich erwiesen sich dort neben einer genaueren Errechnungsweise der Gangunterschiede aus den Meßdaten (bei Benutzung von BEREK-Kompensatoren) die Aufstellung und Berücksichtigung einer Eichkurve für alle zur Zeit zur Verfügung stehenden Drehkompensatoren.

Die Benutzung der Gangunterschiede als Meßmittel zur Bestimmung der Hauptbrechungsquotienten doppeltbrechender Minerale (R. MOSEBACH 1947, 1949a, b) erfordert genaue Messung in allen Gangunterschiedsbereichen. Dies konnte für Gangunterschiede (Γ) von etwa 250—300 $m\mu$ ($\lambda/2$ der hierfür in Frage kommenden Wellenlängen) bis etwa 4000 $m\mu$ durch die Fehlerkurve mit einer Fehlergrenze von maximal ± 1 bis 2 $m\mu$ erreicht werden, während für diejenigen zwischen 0 und etwa 250—300 $m\mu$ eine solche Kontrollmöglichkeit fehlt. Bei Aufnahme von Γ -Kurven in auf dem Drehtisch eingemessenen Hauptschnitten von Dünnschliffen optisch anisotroper Minerale, die die Änderung von Γ in Abhängigkeit von dem Einfallswinkel i (Koordinate der Drehachse A_4 nach BEREK) zeigen, ergibt sich häufig die Notwendigkeit, gerade die Γ in dem Bereich zwischen 0 und $\lambda/2$ sehr genau zu erhalten. Ein äußerst einfaches Meßverfahren schafft hier Abhilfe.

Bei Verwendung von Tageslicht oder Glühlicht erscheint bei Subtraktionsstellung des zu messenden Dünnschliffpräparates mit dem Kompensator maximale Verdunkelung, wenn der zu bestimmende Gangunterschied Γ_x im Mineralplättchen und der im Kompensator eingestellte Γ_i gleich sind. Diese Kompensationsstellung auf Null ($\Gamma_x - \Gamma_i = 0$) wurde bisher allgemein aufgesucht, gleichgültig, ob mit Glühlicht bzw. Tageslicht, Na-Licht oder dem optischen Schwerpunkt eines Monochromatorbereiches oder einer Glühlicht-Filterkombination gearbeitet wurde.

Die Verwendung von monochromatischem oder quasimonochromatischem Licht bei sehr genauen Γ -Messungen erweist sich als notwendig auch oder gerade im Falle des Arbeitens mit dem mehrachsigen Drehtisch nach FEDOROW. Wenn M. BEREK (1924, S. 20) schreibt, daß „die Benutzung von Monochromatoren für die Drehtischmethoden kaum in Frage kommt“, so ist dies wohl heute nicht mehr gültig. Im Gegenteil wird man vielfach nicht besser arbeiten können als mit einer für diese Zwecke vorzüglich sich bewährenden Na-Dampflampe. Auch Glühlicht-Filterkombinationen eignen sich sehr gut. Mit ihnen können wir eine auch für Drehtischmessungen ausreichende Beleuchtungsstärke erzielen. Bei Verwendung geeigneter, enger Schott- oder Lifafilter ergeben sie genügend quasi-einwelliges Licht, dessen optischer Schwerpunkt ohne großen Aufwand von Fall zu Fall bestimmt werden kann. Darüber wird an anderer Stelle berichtet werden. Aus diesen Gründen bedeutet es für die nachstehend beschriebene Arbeitsweise keinen Nachteil, daß sie naturgemäß an die Verwendung monochromatischen Lichtes geknüpft ist, sondern einen Vorteil, da diese Meßweise, die der Erhöhung der Genauigkeit dienen soll, die selbstverständliche Voraussetzung zur Erreichung einer solchen als Bedingung einschließt. Übrigens wird bereits bei ROSENBUSCH-WÜLFING (1924, S. 572) zur genauen Bestimmung von Gangunterschieden monochromatisches Licht empfohlen.

In allen anderen Stellungen als in dieser Kompensationsstellung erscheinen bei Glüh- oder Tageslicht die NEWTONSchen Farben je nach dem Drehungssinn des Kompensators in auf- oder absteigender Folge. Verwenden wir dagegen monochromatisches Licht, dann wandern beim Drehen des Kompensators ohne zwischengeschaltetes doppeltbrechendes Meßpräparat dunkle Kompensatorstreifen durch das Gesichtsfeld, denen bei gekr. Nic. die Gangunterschiede 0 (Kompensatorkreuz), 1λ , 2λ , ... entsprechen, bei //Nic. $\lambda/2$, $3\lambda/2$, Bei dem BEREK-Kompensator erscheint bei $\lambda/2$ kein Kompensatorstreifen, sondern ein verwaschen erscheinender, dunkler Fleck, der nur schwierig genau einstellbar ist. Deshalb ist diese Einstellung mit einem größeren Fehlermittel behaftet als alle anderen Eichpunkte der Fehlerkurve. Zwischen $\lambda/2$ und 0 ist auf diese Weise überhaupt kein Eichpunkt zu gewinnen (R. MOSEBACH 1949a).

Die sehr große Meßgenauigkeit des BEREK-Kompensators für Γ von nur wenigen Millimikron wurde schon von M. BEREK (1913, S. 432) nachgewiesen. Anders verhält es sich bei Γ von etwa 10 m μ bis etwa 250—300 m μ wegen der Verwaschenheit der Kompensationsstelle und der Unsicherheit des Verlaufes der Kompensatoreichkurve. Auch über Gangunterschiede von $\lambda/2$ hinaus bis etwa 1λ ist die Meßgenauigkeit weniger groß, da hier die Kompensationsstreifen noch merklich breit und gekrümmmt sind.

Die Kombinationsplatten-Kompensatoren nach EHRINGHAUS zeigen zwar von $\Gamma = 0$ ab stets Kompensationsstreifen, jedoch sind auch diese im fraglichen Bereich breit und merklich gekrümmmt, so daß die Meßgenauigkeit gegenüber den größeren Γ -Bereichen ebenfalls absinkt.

Drehen wir den Kompensator in Subtraktionsstellung mit dem zu bestimmenden Γ_x des Meßpräparates bei Benutzung monochromatischen Lichtes über die Kompensationsstelle zu 0, die z. B. bei $\Gamma_x = 200$ m μ liegen mag, hinweg, so stellt sich nach vorübergehender Aufhellung erneut ein dunkler Streifen ein. Liegt dieser im Fadenkreuz, so haben wir auf einen aus der Subtraktion von Γ_x des Präparates und Γ_i des Kompensators resultierenden Restgangunterschied $\Gamma_r = 1\lambda$, bei dem nächstfolgenden Kompensationsstreifen auf $\Gamma_r = 2\lambda$ usw. eingestellt. Es besteht die Beziehung $\Gamma_i = \Gamma_r + \Gamma_x$, in obigem Fall $\Gamma_i = 1\lambda + \Gamma_x$ bzw. $2\lambda + \Gamma_x$. Hieraus ergibt sich die Arbeitsweise:

Wir suchen mit Glühlicht die Kompensationsstelle zu $\Gamma_r = 0$ auf, wechseln nun die Lichtquelle gegen monochromatisches Licht aus, stellen dann die auf diese Stellung folgenden Kompensationsstreifen mit $\Gamma_r = 1\lambda, 2\lambda, \dots$ ein und lesen deren Einstellwinkel i ab. Aus diesen i errechnen wir wie üblich die Γ_i und subtrahieren davon $\Gamma_r = 1\lambda = 589,3$ m μ bei Na-Licht, $2\lambda = 1178,6$ m μ usf. Wir erhalten so den richtigen Γ_x , der bei sorgfältiger Kompensatoreichung für die Ablesungen bei $\Gamma_r = 1\lambda, 2\lambda$ innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmen muß. Einige Beispiele mögen dieses Meßverfahren erläutern:

Das der Γ_x -Messung zugrunde liegende $1/4$ -Glimmerplättchen wurde unter Benutzung von Na-Licht mit einem BEREK-Kompensator $3\frac{1}{2}/O^1$ in Subtraktionsstellung gebracht. Zunächst erfolgte Kompensation auf $\Gamma_r = 0$ (Meßreihe 1), dann auf $\Gamma_r = 1\lambda$ (2) und 2λ (3). Die Meßwerte a und b der Einstellungen beiderseits des Nullpunktes der Kompensatordrehzimmel, die i -Werte sowie die $\log f(i)$ und die den i -Werten entsprechenden $\log C_{Na}$ der Kompensatorkonstanten (R. MOSEBACH 1949a), schließlich die errechneten Γ_x gibt Tabelle 1. Wir sehen, daß die Meßwerte der Reihen (2) und (3) innerhalb der zulässigen Fehlergrenzen zusammenfallen, während derjenige der Reihe (1) trotz der relativ geringen Streuung der Einzelablesungen stark abweicht.

¹ BEREK-Kompensator $3\frac{1}{2}/O$ bedeutet hier wie im folgenden: Meßbereich geht über $3\frac{1}{2}$ Ordnungen Na-Licht.

Tabelle 1. $\lambda/4$ -Glimmerplättchen mit Na-Licht.

Meßreihe (1) Kompensation auf $\Gamma_r = 0$		Meßreihe (2) Kompensation auf $\Gamma_r = 1 \lambda$		Meßreihe (3) Kompensation auf $\Gamma_r = 2 \lambda$	
a	b	a	b	a	b
22,84	37,64	48,12	12,58	54,48	6,16
23,14	37,86	48,08	12,60	54,46	6,24
23,14	37,58	48,06	12,58	54,48	6,24
23,12	37,56	48,08	12,58	54,46	6,18
23,10	37,64	48,10	12,60	54,48	6,18
23,08	37,66	48,06	12,62	54,40	6,20
22,84	37,82	48,08	12,56	54,42	6,18
23,00	37,62	48,10	12,58	54,42	6,18
23,08	37,80	48,06	12,58	54,46	6,16
22,98	37,76	48,06	12,56	54,48	6,20
$i = \frac{a-b}{2} = 7,331 \pm 0,05^\circ$		$i = 17,748 \pm 0,006^\circ$		$i = 24,131 \pm 0,01^\circ$	
$\log f(i) = 8,2132$		$8,9765$		$9,2384$	
$\log C_{\text{Na}} = 3,8790$		$3,8804$		$3,8785$	
$\log \Gamma_i = 12,0922$		$12,8569$		$13,1169$	
$\Gamma_i = 123,7 \text{ m}\mu$		$719,3 \text{ m}\mu$		$1308,9 \text{ m}\mu$	
$\Gamma_r = 0 \text{ m}\mu$		$-589,3 \text{ m}\mu$		$-1178,6 \text{ m}\mu$	
$\Gamma_x = 123,7 \text{ m}\mu$		$130,0 \text{ m}\mu$		$130,3 \text{ m}\mu$	

Um die Zuverlässigkeit der Γ_x -Messung durch Kompensation auf $\Gamma_r = 1 \lambda$ und 2λ gegenüber $\Gamma_r = 0$ zu prüfen, zeigt Tabelle 2 die Werte analoger Meßreihen an anderen Mineralplättchen. Um den Einfluß der subjektiven Komponente auf die Messungen zu untersuchen, wurden Messungen von mir (M) und meinen Mitarbeitern (B) und (W) gleichzeitig ausgeführt. Für diese liebenswürdige Unterstützung danke ich den Herren cand. rer. nat. W. Buss und Dipl.-Chem. W. WEISKIRCHNER herzlichst. Der Einfluß dieser subjektiven Komponente erwies sich innerhalb der Fehlergrenzen als unerheblich. i wurde jeweils als Mittel von 10 Einzeleinstellungen von a und b bestimmt.

Tabelle 2.

		Γ_x in $\text{m}\mu$ bei Kompensation auf $\Gamma_r = 0$	Γ_x in $\text{m}\mu$ bei Kompensation auf $\Gamma_r = 1 \lambda$	Γ_x in $\text{m}\mu$ bei Kompensation auf $\Gamma_r = 2 \lambda$
1	Quarz //c	220,9 (W)	222,0 (W)	222,0 (W)
2	$\lambda/4$ -Glimmerplättchen . . .	123,7 (W)!	130,0 (W)	130,3 (W)
3a	Quarz, 20° gegen c geneigt	82,5 (B)!	70,6 (B)	71,9 (M)
3b	Quarz, 20° gegen c geneigt		72,7 (W)	70,6 (W)
4a	Zirkon ¹ , fast \perp c	9,2 (W)	18,1 (W)	16,8 (W)
4b	Zirkon ¹ , fast \perp c	22,1 (W)	22,3 (W)	

¹ 4a und b wurden an verschiedenen dicken Stellen desselben Dünnschliffs gemessen.

Tabelle 2 ergibt, daß die Messung der Γ_x zwischen 0 und $\lambda/2$ Na-Licht durch Kompensation auf $\Gamma_r = 1 \lambda$ und 2λ nicht nur eine mögliche Meßart, sondern wesentlich genauer ist als die übliche Kompensation auf $\Gamma_r = 0$. Es empfiehlt sich, dieses indirekte Meßverfahren kleiner Γ_x auf den Bereich von $\Gamma_x = 0$ bis 1λ auszudehnen. Wie die Messungen 1 und 4b in Tabelle 2 erkennen lassen, liegen die durch Kompensation auf $\Gamma_r = 0$ ermittelten Γ_x -Werte bisweilen sehr nahe bei den indirekt gemessenen. Öfter aber weichen sie beträchtlich ab (1, 3a, 4a), obwohl in diesen Fällen auf die Messung ebenso große Sorgfalt verwendet wurde wie bei den

ersteren. Die in diesem Meßbereich bei direkter Kompensation auf $\Gamma_r = 0$ unvermeidbare Ungenauigkeit und Unzuverlässigkeit wird durch die Kompensation auf $\Gamma_r = 1\lambda$ und 2λ dadurch beseitigt, daß die Bestimmung der kleinen Γ in den besten Meßbereich der Kompensatoren gerückt wird.

Letzteres wäre auch möglich durch Zwischenschalten eines zusätzlichen Kompensators, etwa eines Gipsplättchens Rot I. O. in Additionsstellung in den Strahlengang zwischen Polarisator und Analysator der gesamten Meßapparatur. Dies würde aber wiederum eine der Meßgenauigkeit abträgliche Komplikation bedeuten, die durch die oben beschriebene Arbeitsweise überflüssig gemacht wird.

Übrigens ergibt sich so die Möglichkeit, durch Vergleichsmessungen zwischen $\Gamma_r = 0$, 1λ und 2λ nun auch den Verlauf der Fehlerkurve des Kompensators zwischen 0 und $\lambda/2$ zu prüfen. Bei Anwendung des indirekten Meßverfahrens wird jedoch dieser Meßbereich nicht gebraucht.

Zusammenfassung.

Ein einfaches Verfahren zur genauen Bestimmung kleiner optischer Gangunterschiede zwischen 0 und $\lambda/2$ bzw. 1λ Na-Licht (oder auch anderer Wellenlängen zwischen C- und F-Linie) durch Kompensation auf einen Restgangunterschied $\Gamma_r = 1$ und 2λ anstatt 0 wird beschrieben und an einigen Beispielen geprüft.

Literatur.

BEREK, M.: Zur Messung der Doppelbrechung hauptsächlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops. Zbl. Min. Geol. Paläont. (1913) S. 388, 427, 464. — Berichtigung und Nachtrag zu meiner Mitteilung, Zur Messung der Doppelbrechung usw. Zbl. Min. Geol. Paläont. (1913) S. 580. — Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin 1924. — MOSEBACH, R.: Über die Bestimmung der Brechungszahlen doppeltbrechender Minerale im gedeckten Dünnschliff. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. (1947). — Das Messen optischer Gangunterschiede mit Drehkomensatoren. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. (1949a). — Über refraktometrische Messungen und Achsenwinkelbestimmungen mit Hilfe des mehrachsigen Drehtisches. Fortschr. Mineral. (1949b). — ROSENBUSCH, H., u. E. A. WÜLFING: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, Bd. I/1. Stuttgart 1924.

Prof. Dr. RUDOLF MOSEBACH,
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Tübingen.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Heidelberg.

Bemerkungen zur Zwillingsbildung bei Plagioklasen.

Von
ERWIN NICKEL.

Mit 9 Textabbildungen und 3 Diagrammen.

(Eingegangen am 14. Februar 1949.)

Es wird an Beispielen von Ungleichheit des Anorthitgehaltes zwischen Plagioklaszwillingslamellen dargelegt, daß bei gerichteten Drucken wahrscheinlich nicht nur grobmechanische Verbiegungen stattfinden, sondern auch feinbauliche Veränderungen vorgehen, die zu selektiven chemischen Prozessen Anlaß geben. Man versteht so auch, daß die Geometrie der Zwillingsgesetze nicht immer erfüllt ist. Um hier genauere Anhaltspunkte zu geben, werden weitere Plagioklasbestimmungskurven gebracht.

a) Ungleichheit des Anorthitgehalts in Zwillingen.

Es ist bereits von BAIER [1] darauf hingewiesen worden, daß polysynthetische Zwillingsriefung nach dem Albit- und Periklingesetz durch Druck entstanden zu denken ist. Ich selbst habe in dieser Zeitschrift [2] einen offensichtlichen Fall von Druckausweichen beschrieben und andernorts [3] Beispiele für Zwillingsbildung bei Verdrückungserscheinungen abgebildet (Abb. 4 a. a. O.); vgl. auch Abb. 1. In solchen Fällen sollten alle Lamellen den gleichen Chemismus haben.

Bei einzelnen Periklinlamellen weisen aber gelegentlich die Einmessungen auf einen höheren An-Gehalt in diesen Lamellen hin. (Besonders dann, wenn die Periklinverwachsungsfläche mit der Basis zusammenfällt, also bei Andesinen um 40% An, ist kein Grund vorhanden, den eingemessenen Spaltriß nicht nach den REINHARDSchen Migrationskurven [4] zu interpretieren.)

Andernorts [5] von mir näher beschriebene Zwillingsstücke zeigten z. B. folgende Unterschiede:

Zwillingsgesetze am Stock	Individuen einzel	Anorthitgehalt · Auswertung nach		
		REINHARD	max. Auslöschung	KÖHLER
Albit (1,1')	1, 2 u. 2'	33—34	33—35	33—34
Karlsbad (1,2)				
Albit-Karlsbad (1,2')				
Periklin (1,1")	1"	38	— (1,1" :)	39
Karlsbader (1,2)	1	29	—	
	2	35	40	32/33
Periklin (1,1")	1	28—30	33	33,5
und	1"	35	—	
Karlsbad (1,2)	2	41	43 (1,2:)	36,5

(Die KÖHLERSchen Kurven [6] sind strenggenommen gerade hier nicht verwendbar, da sie auf Anorthitgleichheit der Zwillingsindividuen bauen. Aber in Zwillingsstücken geben sie doch eindeutig über die Richtung der Zusammensetzungsänderung Auskunft.) — Durchgehende Zonen in den eben genannten Stücken weisen auf gemeinsames Wachstum vom Keim aus hin. — Die Beispiele ließen sich beliebig vermehren.

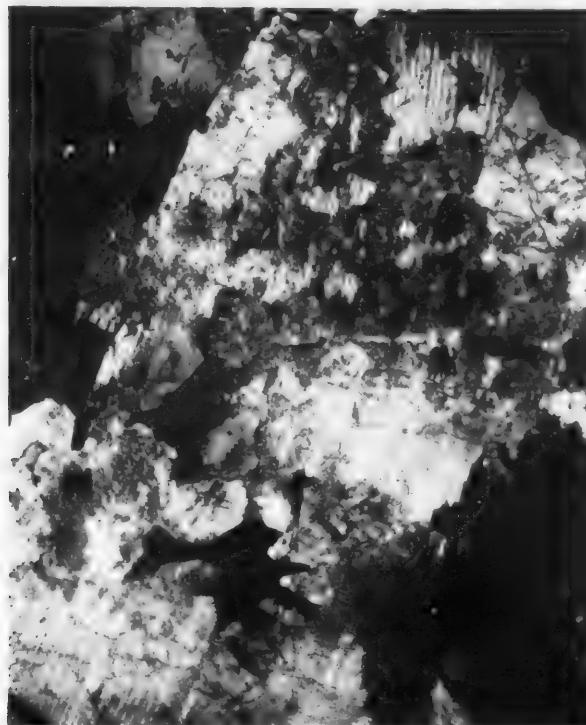


Abb. 1. Verdrücktes und dadurch aufgeteiltes prismatisches Plagioklas-Überindividuum aus dioritisch-streifigen Gesteinen vom „Forst“ bei Reichenbach (Odenwald); an den Grenzen der Unterindividuen starke Serizitisierung. Verg. 22mal.

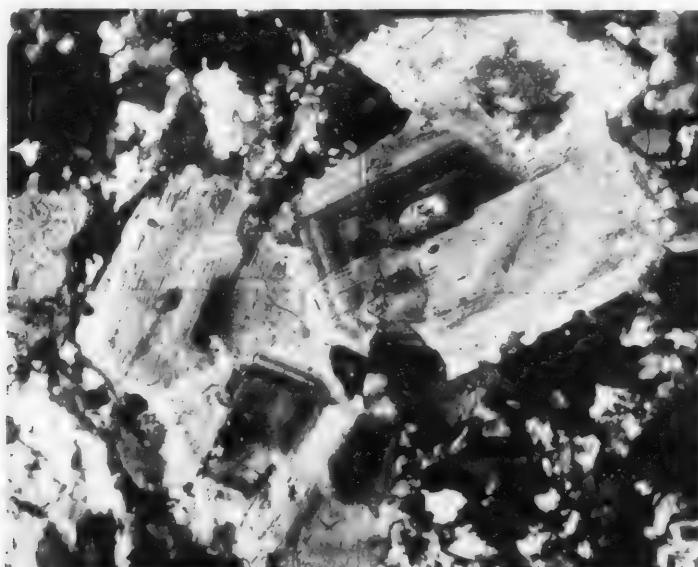


Abb. 2. Periklinzwing aus Hohbergdiorit (Reichenbach bei Bensheim), zonare blastische Andesine. Vergr. 25mal.

In einem dioritischen Gestein des Hohberges bei Bensheim (Odenwald) wurde der abgebildete (Abb. 2, rechter oberer Quadrant bis Mitte) Plagioklasstock vermessen. Obwohl die 2 Hauptindividuen verschieden groß sind und sich bei der Messung Ungleichheit des Anorthitgehaltes herausstellte, ist an ein sekundäres Zusammenwachsen zweier Individuen, wie es VIOLA [7] diskutiert, hier nicht zu denken, da sich konzentrische Zonen durch die beiden Individuen und durch das kopfartig von unten hineinragende 3. Individuum hindurchziehen.

Das Bild schien das übliche von Karlsbader Zwillingen mit Albitlamellen. Die Einmessung der Hauptindividuen ergab aber für den eingemessenen Spalttriß (001) bei 45 bzw. 50% Anorthit. Auswertung nach KÖHLER bestätigt im Rahmen der erwartbaren Genauigkeit (große Fehlerbreite durch fleckige Auslöschung) das Periklingesetz. Die Konstruktion der Zwillingssachse [*b*-Achse, Nähe (010)], ergab die Schlifflage subparallel (010). Die Annahme, daß es sich um zwei in Albitstellung befindliche, jedoch mit der (001) verwachsene Individuen handeln könnte, entfällt, da die Basisspaltrisse für beide Individuen (nicht um 8° differieren, sondern) identisch sind. — Mißt man außerdem die Auslöschungsschäfte auf (010), so ergibt sich insgesamt (*M* = Auslöschungsschäfte; *R* = REINHARD, Migrationskurven):

Individuum 1 (*M*: 53, *R*: 50); Hülle (*M*: 39, *R*: 40); Kern in 1 (*M*: 18, *R*: s. unten).

Individuum 2 (*M*: 40—47, *R*: ann. 45); Hülle (*M*: 29, *R*: ann. 20); Kern (*M*: 29, *R*: ann. 35)¹.

Sieht man sich auf Grund des merkwürdigen Wertes vom Kern in 1 das Individuum näher an, so erkennt man, daß der Riß den Hauptrissen nur subparallel verläuft. Die Einmessung ergibt genügend genau für den Riß [statt der (001)] die (010) mit 50% An. Es handelt sich um einen Einschluß. — Der andere Kern jedoch erweist sich als morphologisch koachsial: der Kern ist saurer als sein Hauptindividuum, was sich im vorliegenden Falle durchaus durch Annahme einer Feldspatbildung nach Art der Mischdiorite vom Typus Brotterode [8] verstehen läßt.

Unter Wohl auswägung der großen durch den undulösen Zonarbau bedingten Ungenauigkeiten und Auswertungsdifferenzen bleiben als Restergebnis folgende Mittelwerte:

Individuum 1	51% An (Einschluß in 1 50% An)	Individuum 2 Kern	32% An
Individuum 1 Hülle	40% An	Individuum 2	45% An
		Individuum 2 Hülle	25% An

Mithin ergibt sich, daß (bei zonargebauten Stöcken) nicht nur das Dünnschliffbild in bezug auf das Zwillingsgesetz täuschen kann (wichtig für statistische Untersuchungen ohne Drehtisch)²; man bei Kernpartien auch auf Einschüsse mit subparallel liegenden, verschiedenwertigen Spaltrissen gefaßt sein muß³, sondern vor allem, daß sich Ungleichheit des Anorthitgehaltes in 2 Zwillingssindividuen durch alle Zonen hindurch erhält, womöglich sich noch verschärft. An sich würde man ja annehmen, daß sich die Ungleichheit irgendwie ausgleicht.

BAIER [1] freilich würde nach den S. 499 und 515 geäußerten Behauptungen die hier gezogenen Schlüsse nicht anerkennen und etwa folgendermaßen argumentieren: Die undulöse Auslöschung im gesamten Zwillingssstock, der sowohl invers wie normal zonar gebaut ist, weist darauf hin, daß der durch dauernden Umbau resultierende Plagioklas in seinen betreffenden kristallographischen

¹ Dieser Kern ist auf der Abb. 2 nicht erkennbar, er liegt symmetrisch zum „Kern in 1“ (= heller Fleck im dunklen Individuum) im hellen Individuum.

² Die in den zwei breiten Periklinindividuen eingelagerten schmalen Lamellen sind mithin nichts anderes als die Periklinlamellen des jeweils anderen Individuums.

³ Eine schärfere Grenze zwischen Einschluß, also dem scheinbaren „Kern in 1“, und Wirt wurde erst bei starkem Kippen deutlich.

Elementen „nicht mehr ganz im ‚Gleichgewicht‘ mit der Optik“ ist, „wie ja auch die Flächen der ursprünglichen Wachstumsform nach einer ultramikroskopischen Lamellenumlegung (Sammelvorgang) nicht mehr in einem direkten gesetzmäßigen Zusammenhang mit der neuen Optik stehen“. Eine Strukturlabilität (Gitterblöcke) äußert sich auch darin, daß die 2 Hauptindividuen (sekundär) eine polsynthetische Lamellenbildung erhalten. Wenn also „für die beiden Komponenten eines Zwillings eine verschiedene Lage des Pols der gemeinsamen Verwachsungsflächen gefunden“ wird und „auch die Projektionspunkte für verschiedene Generationen ein und desselben Kristalls“ . . . „auseinanderfallende Werte“ ergeben, so dürfe man keineswegs „daraus auf einen verschiedenen Chemismus der einzelnen Glieder schließen“.

Diese Folgerungen verallgemeinern, hieße, daß man sich bei zonaren, besonders undulös zonaren Plagioklasen, auf die Optik nicht verlassen könne. Es ist auch mir öfters, wie es BAIER [1] S. 471 erwähnt, eine unsymmetrische monokline Lage der optischen Achsen zur Mittellinie aufgefallen, man muß also tatsächlich mit „knollenartigen Verzerrungen“ der Indikatrix rechnen. Während also BAIER [1] die Druckverzwilligung als gegeben ansieht, Ungleichheit im Anorthitgehalt von Zwillingslamellen aber ablehnt und dahindepdende Messungen anders erklären möchte, bejahren R. C. EMMONS und R. M. GATES [9] auch die letztere Möglichkeit. Da die Autoren ihre Ergebnisse außer nach der FEDOROWSchen Methode auch durch (gleichzeitige) Bestimmung der Brechungssindizes gewonnen haben¹, bei denen etwaige Imponderabilien einer Indikatrixverzerrung zunächst nicht ins Gewicht fallen sollten², hätten wir hier weitere Stützen für Anorthitverschiedenheiten in Zwillingsindividuen.

Die Autoren bestätigen also:

1. — Anscheinend ohne Kenntnis der Arbeit von BAIER — Druckverzwilligung, die entstanden ist, *nachdem* fast die ganze zur Verfügung stehende Feldspatsubstanz zur Kristallisation kam; als bewirkende Kraft wird (abgesehen von den äußeren, für das Gestein als Ganzes geltenden pt-Bedingungen, die natürlich immer zu berücksichtigen sind) die gegenseitige Beeinflussung wachsender Kristalle wahrscheinlich gemacht.

2. Das charakteristische Auftreten von nicht durchsetzenden Zwillingslamellen in Plagioklasen metamorpher und hybrider Gesteine.

3. Die Gleichstellung der Komplexzwillinge mit den anderen durch Druck erzeugten polsynthetischen Verzwilligungen.

4. Das Vorkommen von chemisch ungleich zusammengesetzten Lamellen, besonders im Oligoklas-Andesin-Bereich. Als *indirekter* Beweis wird das „selective replacement“ der Feldspatsubstanz durch Serizit, Chlorit, Zoisit usw. in bestimmten Lamellen genannt: solche auswählende Veränderungen würden primäre Unterschiede (im Anorthitgehalt) voraussetzen und zugleich die Möglichkeit sekundären Ungleichehwerdens von Lamellen beweisen. So daß man bei *direkten* Messungen, die Anorthitunterschiede ergeben, wohl fragen kann: „Therefore, is it not reasonable to accept, such indicated conclusions from good optical data in general, and to believe that adjacent twin lamellae do differ in anorthite content, when the optical properties suggest that they do?“ ([9] S. 297).

Die Abb. 3 und 4 geben Beispiele für den 1. Punkt. Sie stammen wie Abb. 1 aus dioritischen Gesteinen, die ich [3] als Mischgesteine beschrieben habe: also ganz im Hinblick auf Punkt 2. Ausgesprochen große Individuen zeigen eine absetzende, nur strichweise im Individuum auftretende Zwillingsriefung, während

¹ Kombiniert in der Methode von EMMONS: Allgemeines und Literatur vgl. bei E. WENK: Kritischer Vergleich von simultan nach der Drehtisch- und Immersionsmethode ausgeführten Anorthitbestimmungen an Plagioklasen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 25 (1945) S. 349.

² Wenn natürlich auch Indikatrix und Brechungssindizes voneinander abhängen.

die kleineren blastischen Individuen überwiegend sehr vollkommene enge Gitterung nach dem Albit- und Periklingesetz haben. Der Anorthitgehalt ist ziemlich



Abb. 3. Druckverzwillung durch „mutual interference of growing crystals (so: Emmons und Gates)“. Andesin aus Mischdiorit „Im Forst“ bei Reichenbach (Odenwald). Vergr. etwa 100 mal.

gleichmäßig 35—40%. — Das Verbiegen der Lamellen in Abb. 3 dort, wo das obere Individuum mit dem rechts tiefer liegenden zusammenstößt, erfolgt genau



Abb. 4. Spannungsbildung durch Einschlüsse in wachsendem Plagioklasmegablast. Wie Abb. 3. Vergr. etwa 90mal.

wie man es bei Gleitung bzw. Scherung an einem Widerlager konstruieren würde: stärkste Beanspruchung an der Berührungsstelle, Abklingen des Risses mit Zunahme der Entfernung.

Ebenso instruktiv (Abb. 4) ist das Aufreissen von Rissen und das Umspringen von Partien in Zwillingsstellung an einem Einschluß von Biotit: links oben und seitlich Streß, rechts unterhalb des Biotits spaltfreier Druckschatten.

Was Punkt 3, also Komplexzwillinge angeht, so darf ich auf den Echsenbacher Mischdiorit [5] verweisen: BAIER [1] meint (S. 494, 513), daß sich das Albit-Karlsbad-Gesetz immer als Kombination von Karlsbader Wachstumszwillingen mit sekundären Albitlamellen erweise. Die statistische Zusammenstellung im

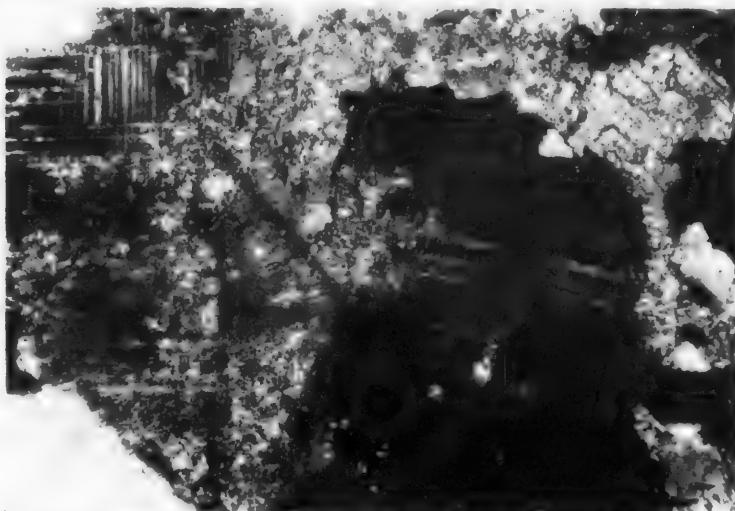


Abb. 5. „Selective replacement“ durch Serizitisierung. (Die Partie links der unverzwilligten Füllung ist als ehemals mit dem rechten Individuum zusammenhängend — und später abgekippt aufzufassen.) Wie Abb. 3. Vergr. 172mal.

ebengenannten Diorit ergab aber 10% an Zwillingsstöcken, die das Komplexgesetz als *Hauptverzwilligung* hatten.

Schließlich Punkt 4: Anorthitungleichheit und „selective replacement“. — Abb. 5 zeigt ein — durch eine unverzwilligte Plagioklasfüllung zerrissenes — gitterartig nach (010) und rhombischem Schnitt [der bei 40% An praktisch gleich der (001) ist] verzwilligtes Plagioklasindividuum. Rechts unten sind die Lamellen leicht verbogen. Besonders im rechten oberen Teil sieht man, daß die wolkenartig fortschreitende Serizitisierung die Periklinlamellen bevorzugt. Das scheint, wie andere Fälle zeigen, besonders dann stattzufinden, wenn die Periklinlamellen, vom Rande ansetzend, nur wenig in das Wirtsindividuum hineinragen¹. Da im allgemeinen die basischen Partien (Kerne, Kränze) stärker serizitiert

¹ Es wäre aber natürlich auch denkbar, daß der Periklinzwillling bei kleiner Divergenz des rhombischen Schnittes zur Basisfläche [$\pi : (001) = \frac{1}{2} \sigma$] Spaltfugen schafft, die zuerst von „deuteric solutions“ usw. benutzt werden. — Weitere Beobachtungen nach Abschluß des Manuskriptes legen folgenden Mechanismus nahe: 1. Lamellierung (und Verzwilligung) nach (010). 2. Drucklamellierung nach (001) bzw. (π); Umspringen in Zwillingsstellung oder nicht. 3. Bevorzugte chemische Umsetzungen längs der zum Teil aufgefächerten (001)-Risse. 4. Veränderung des Anorthitgehalts der an der Störung anliegenden Lamellen: zum Teil Veränderung des Anorthitgehalts, zum Teil Trübung des Kristalls durch Serizitisierung usw.

werden, könnte man nach EMMONS [9] an höheren Anorthitgehalt dieser Lamellen denken, was mit den am Anfang diskutierten Beobachtungen übereinstimmen würde.

Im Hinblick auf die nächste Abbildung (Nr. 6), die einen im mylonitisierten Granit gewälzten Plagioklas zeigt, wäre aber auch an eine andere Erklärung des „selective replacement“ zu denken: nehmen wir an, daß die Serizitisierung während der mylonitischen Druckbeanspruchung entstand, die zwar die Verzwilligung

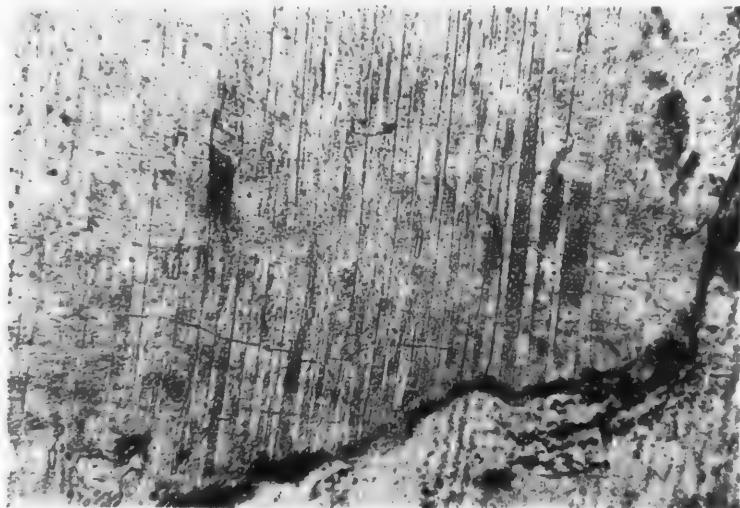


Abb. 6. „Selective replacement“ in einem Granitmylonit, Weschnitz (Odenwald). Vergr. 18mal.

nicht erzeugt haben wird, wohl aber die (in der Abbildung links unten erkennbare) leichte Verbiegung der Spaltrisse. Es ist denkbar, daß ein so ansetzender gerichteter Druck sich auf das eine Lamellenpaket anders auswirkt als auf das zu diesem gekreuzt liegende Lamellenpaket. Eine so entstandene alternierende Empfindlichkeit kann sich sehr wohl auch in chemischen Reaktionen äußern, so daß schließlich ein alternierendes „replacement“ entsteht. Insofern also könnte man von einer *relativ* primären Anorthitungleichheit in bezug auf die nachfolgende Serizitisierung usw. sprechen. Sie ist in gleicher Weise „*relativ primär*“ wie Perthitbildung bei Kalifeldspaten.

Ich möchte mich für eine sicher bewiesene *wirklich primäre* Anorthitungleichheit nur dort aussprechen, wo sie 2 Hauptindividuen betrifft (die jedes für sich natürlich weiter lamelliert sein können). Die Frage des Keimwachstums wird durch diese Einschränkung nicht berührt. Manche Anorthitungleichheiten mögen durch Entmischung entstanden sein. Auch unter diesem Aspekt möchte ich für chemisch ungleiche Zwillingsslamellen den Namen „*perthitartige Zwillinge*“ vorschlagen, schon im Hinblick auf analoge Erscheinungen bei gegitterten Mikroklinen¹.

Solange wir nicht wissen, inwieweit die diskutierten Störungen unsere Migrations- und Winkelkurven, ja sogar die Auswertung nach Brechungsindizes un-

¹ Es ist bekannt, daß die entmischten größeren Plagioklasspindeln eines (perthitischen) Kalifeldspates in Albitstellung zum Wirt stehen können.

genau machen, ist es plausibel, weiterhin anzunehmen, daß mit physikalischen Inhomogenitäten auch chemische Verschiedenheiten parallel gehen und die Interpretationen optischer Messungen keinen prinzipiellen Fehlern unterliegen.

b) Konstruktion der Köhlerschen Winkelkurven zur Plagioklasbestimmung für das Ala- und Ala-Albit-Gesetz.

Wenn ein Zonarbau alle Einmeßdaten unsicher macht, wenn ferner, was häufiger vorkommt, als man meint, die Zwillingsgesetze nicht exakt realisiert sind, erweisen sich zur schnellen Orientierung über die Möglichkeiten der Verzwilligung im jeweiligen Falle die korrespondierenden Winkel der Zwillingsindikatrixen am brauchbarsten, besonders dann, wenn Verdrückungen Zwillinge mit verbogenen Lamellen veranlaßten und schon deshalb mit nicht eindeutigen Verzwilligungen zu rechnen ist.

So ist z. B. bei einem 30% anorthithaltigen Plagioklas das Albitgesetz vom Albit-Ala-Gesetz nicht zu unterscheiden, falls man als morphologische Bezugsflächen nur solche aus der Zone [100] zur Verfügung hat (Abb. 7); in der [100] liegen aber die meist eingeschlossenen Risse nach (010), (021) und (001).

Obwohl bei 35% An die Achsenebenen für die Zwillingsstellung beider Gesetze schon um 25° divergieren, konnte ich [5] eine Achsenlage beobachten, die die Mitte hielt zwischen den erforderlichen Lagen nach dem Albit- bzw. Albit-Ala-Gesetz¹.

Die Zwillingskurven für die Ala-Verzwilligungen wurden in die damalige Arbeit nicht aufgenommen, sie mögen nun an dieser Stelle veröffentlicht werden.

Die Art der Konstruktion und die zugrunde liegenden Daten für Hoch- und Tieftemperaturopunkt sind der angeführten Arbeit zu entnehmen. Ausführlicheres über Anwendungsweise usw. außer bei [6] auch bei TERTSCH [9]. — Die Zwillingsebenen von Ala, Ala-Albit,

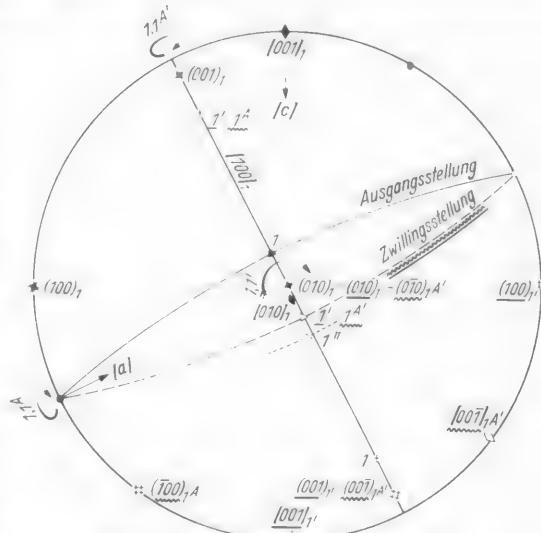


Abb. 7. Diagramm senkrecht (010). Zu einem Ausgangsindividuum der optischen Orientierung von 30% Anorthit sind ein Albit-Ala-Zwilling, ein Albit-Zwilling und ein Periklinzwillling eingetragen. — (010) und (001) sind für Albit und Albit-Ala-Stellung abgesehen vom Vorzeichen, identisch. Nur die (100) wandert beim Albitzwillling anders als beim Albit-Ala-Zwilling. — Ausgangsindividuum 1 (Position mit gefüllter Signatur), dazu in Albitstellung 1' (Zw 1, 1'), bzw. Albit-Ala-Stellung 1 A' (Zw 1, 1 A'), bzw. Periklininstellung 1 π (Zw 1, 1 π).

¹ Da außerdem Ala- und Manebacher Gesetz bei monokliner Symmetrie zusammenfallen, unter Annahme generell trikliner Symmetrie für alle Feldspäte also das Ala-Gesetz als Manebacher getarnt vorliegen könnte, erscheint es auch von hier aus angebracht, die Ala-Daten parat zu haben. BAIER [1] S. 495: „Ich zweifle nicht, daß in der Literatur beschriebene polysynthetisch lamellierte Manebacher Zwillinge in Wirklichkeit ... Albit-Ala-Zwillinge sind.“

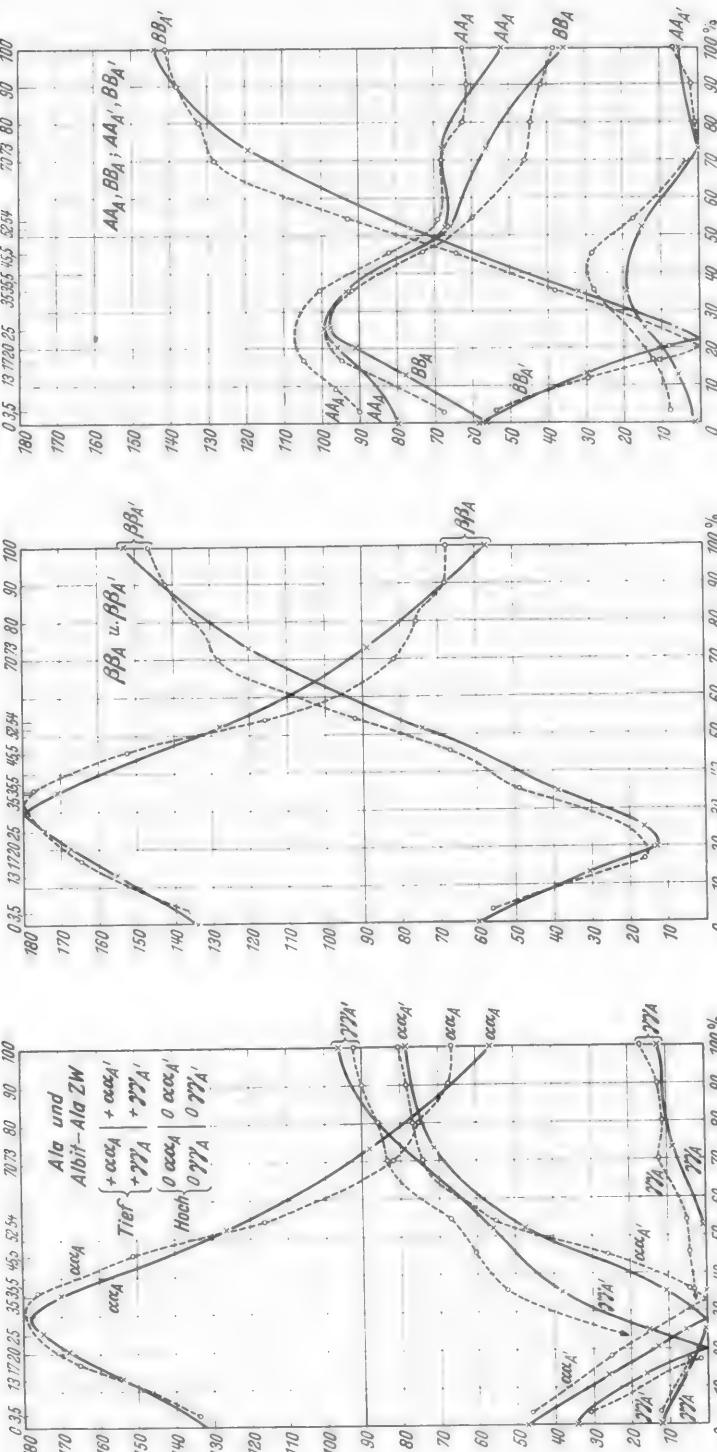


Diagramm a. Korrespondierende Mittellinien für
 Al ($\alpha, \alpha_A, \gamma\gamma_A$; $\text{Al}-\text{Alit}$ ($\alpha, \gamma\gamma_A$) Zwillinge,
Tieftemperaturorientierung: ausgezogene Linien;
Hochtemperaturorientierung: gestrichelte Linien.

Diagramm b.
Wie Diagramm a.: Al (β, β_A); $\text{Al}-\text{Alit}$ (β, β_A).

Diagramm c.
Korrespondierende Achsen: wie
Diagramm a.: Al (β, β_A); $\text{Al}-\text{Alit}$ (β, β_A),
(β, β_A); Al (β, β_A).

Karlsbader und Karlsbad-Albit liegen alle in der Zone senkrecht (010), die Zwillingsebene von Albit-Ala im spitzen Winkel zu der des Karlsbader Gesetzes; entsprechend liegen Ala und Albit-Karlsbad zueinander. Der Sinn der Winkelablesung ist daher den entsprechenden, bereits von KÖHLER konstruierten Kurven für das Karlsbader und Albit-Karlsbader-Gesetz angepaßt. Die zur Konstruktion verwendeten Plagioklase sind am oberen Rand der Tabellen bezeichnet T = Tieftemperatuoptik, H = Hochtemperatuoptik). — Abkürzungen in den Tabellen: Ala-Gesetz: 1,1 A, Ala-Albit-Gesetz: 1,1 A'.

Für die Tieftemperaturorientierung liegt, wie man den Kurven entnehmen kann, der Schnittpunkt der Achsenebenen bei Ala-Verzwilligung immer nahe γ , bei Ala-Albit-Verzwilligung zwischen 0—20% An nahe A, wandert dann schnell über die B (bei 23%) und α (30%) und nähert sich bei 35% schon wieder A. — Die Verwachsungsfläche (010) liegt bei Ala-Verzwilligung zwischen 0—70% An im stumpfen Winkel der Achsenebenendurchkreuzung, bei 21% schneiden sich die Achsenebenen in (010). Beim Ala-Albit-Zwillling liegt die (010) bei den sauren Gliedern im spitzen, bei den basischen im stumpfen Winkel der Achsenebenendurchkreuzung.

Die bei den Hochtemperaturkurven sich ergebenden Wellungen im basischen Bereich entsprechen denen der anderen Gesetze.

Nachtrag.

c) Perthitartige Plagioklaszwillinge.

Im ersten Teil der Arbeit schlug ich den Namen „perthitartige Zwillinge“ für solche Lamellenkombinationen vor, bei denen sich in den einander zuzuordnenden Individuen unterschiedlicher Anorthitgehalt feststellen läßt. Ich möchte hier ergänzend ein Beispiel für die diskutierten Verhältnisse geben. Man kann in der Tat sehen, daß es Entmischungsvorgänge sind, die das Auftreten solcher Verzwilligungen veranlassen.

Der abgebildete Plagioklas (Abb. 8) mit vertikalen Spaltrissen nach (010) ist zonenweise verschieden frisch und reich an sekundären Ausscheidungen. Er stammt aus den „roten Gneisen“ von Aschbach, einer durch metasomatische Vorgänge veränderten metamorphen Gesteinsserie, bei der Mikroklin die Oligoklase unter Myrmekitwarzenbildung korrodiert und amöbisiert.

Hierbei erweist sich der Plagioklas in bezug auf seinen Chemismus als instabil, unter Verglimmerung scheiden sich hauptsächlich Kalzit und limonitische Trübungen aus. Gleichzeitig sinkt fleckenweise die Lichtbrechung, meist allerdings durch Seriziterfüllung verschleiert (Abb. 8 und 9).

An der Abbildung kann man (mit der Lupe) erkennen, daß die starke Serizitisierung der oberen Zone (Z I), die im Bild dunkel erscheint, mit einer Verbiegung der Spaltrisse zusammenfällt. In diesem Bereich ist ein wesentlich größerer Teil der Spaltbarkeitslamellen in Zwillingsstellung umgeschlagen als außerhalb.

Unterhalb der genannten serizitisierten Zone keilen die Zwillingslamellen aus, nur einige setzen bis zum unteren Ende des Gesamtkristalles durch.

Auf die störungsfreie Partie des Hauptkristalles folgt die Z II genannte niederlichtbrechende Zone, reich an Trübungen und Ausscheidungen: neben Kaolin (?) und Serizit hauptsächlich Kalzit. Klare Stellen in dieser Zone gestatten eine eindeutige Feststellung der Wanderung der BECKESCHEN Linie. Einzelne Lamellen von der Lichtbrechung des Hauptindividuum durchsetzen als „Rippen“ die niederlichtbrechenden Bereiche.

Über die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse orientiert die schematische Skizze der Abb. 9. — Die dünnen Linien bedeuten die Auslösungsrichtung a

(nur im Richtungssinn, nicht im Winkelwert zu betrachten). Das Hauptindividuum 1° löst entsprechend seinem Chemismus von etwa 20% An parallel zu den Spaltrissen (010) aus. Es lassen sich in ihm keine Zwillinge erkennen. Die Serizitzone Z I steht zu eingelagerten auskeilenden Lamellen in Albitzwillingsstellung (I.I'). Auswertung nach REINHARD ergibt etwa 13% An für das Band. (Die Lamellen I' in Zone I und II konnten nur qualitativ in bezug auf die Indikatrixlage erfaßt werden: s. Tabelle). Die starke Umränderung der Zone II bedeutet den deutlichen Abfall der Lichtbrechung. Nach REINHARD ergibt sich

hier nur ein An-Gehalt von etwa 4% (der Wert ist sinngemäß zu verstehen; die Abweichungen von den Normalpositionen, wie sie sich nach dem Stereogramm der Abb. 9 und der Einmeßtabelle ergeben, liegen innerhalb der Meßgenauigkeit). Dadurch wird das Auftreten von Kalzitausscheidungen voll verständlich.

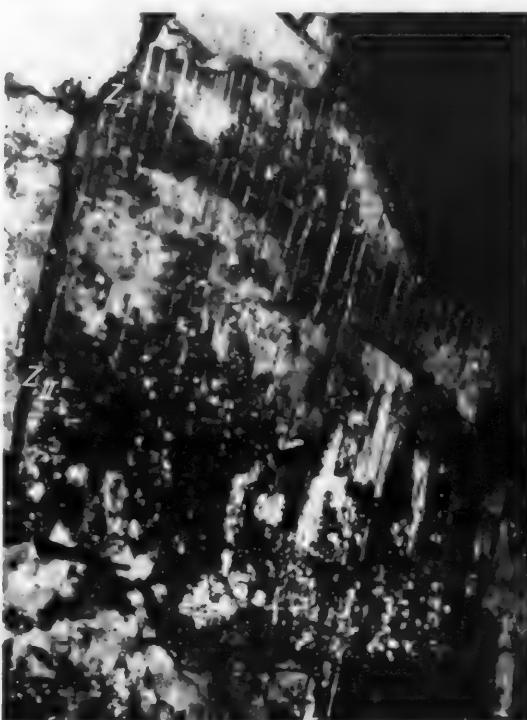
Das Beachtenswerte ist nun, daß außer den „normalen“ Zwillingsslamellen x (links im Schema) solche auftreten, die noch den Ausgangsschemismus haben, also die „Rippen“: Zum Teil sind es Spaltlamellen z , die als ungestörte Lamellen 1° durch Π_1 setzen; ferner solche, die mit Π_1' in Parallelstellung stehen und mit Π_1 in Zwillingssstellung (oder umgekehrt, — da die P hier so genau nicht erfaßt werden kann): das sind die Lamellen y .

Es stehen also bei der Kombination $\Pi_1 + y$ bzw. $\Pi_1 + z$ zueinander in Zwillingssstellung.

Abb. 8. Oligoklasstock mit serizitischen und albitischen Partien. „Rote Gneise“ von Aschbach (Odenwald). Vergr. 44 mal.

zwei chemisch ungleiche Lamellen(systeme) Was morphologisch ein Zwilling ist, zeigt an den Indikatrixen keine Zwillinge beziehungen.

Man wird annehmen müssen, daß die Zone II das Weiterentwicklungsstadium von Zone I ist. Demnach hat die verzwillingte Partie nach ihrer Verzwillingung selektiv weiterreagiert. Möglicherweise sogar *infolge* der Beanspruchung, die zur Zwillingsbildung geführt hat (Verbiegung in Zone I'!). Im Anschluß an „Mikrodeformationsverglimmerung“ entmischt das eine Lamellensystem weiter bis zum Albit unter Kalzitausscheidung. Da dabei neben trüb serizitischer Substanz auch klare Stellen zu finden sind, muß mit Neukristallisationen gerechnet werden. Fälle, bei denen im Stadium der Serizitisierung selektiver Umsatz erfolgte, sind ja schon beschrieben worden.



Ob bei der durch die Beanspruchung ausgelösten Zwillingsbildung eine Modifikationsneueinstellung erfolgt, ob die so entstandene Zwillingslamellierung also eine Art „Entmischungsstruktur“ darstellt, oder ob eine stabil vorliegende Phase lediglich infolge mechanischer Verscherung selektiv weiterreagiert, bleibt natürlich offen.

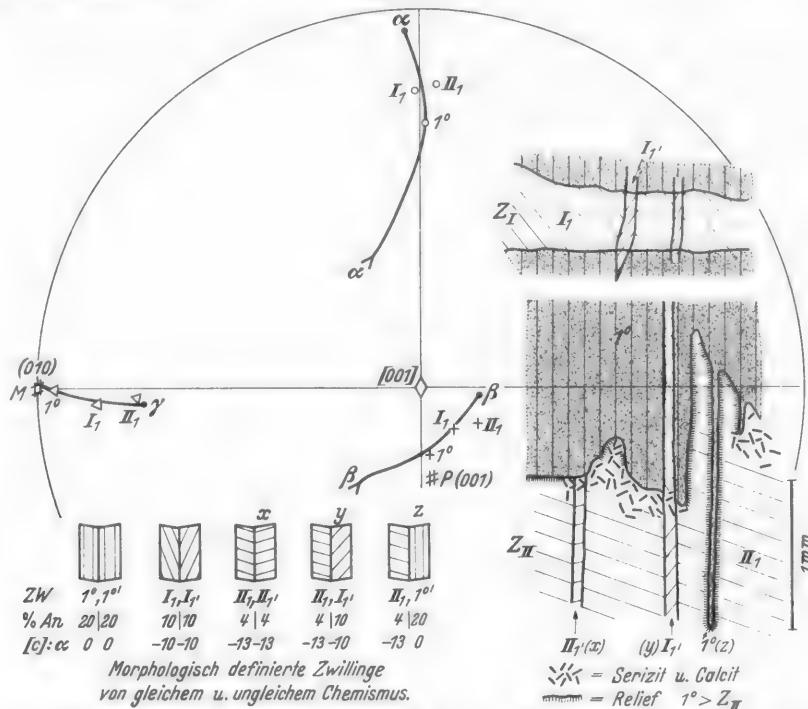


Abb. 9. Links Schema der Auslöschnungsschiefe für die Unterindividuen des Plagioklassstocks der Abb. 8. — Hauptkristall: 1° . Zone I mit $1,1'$ -Zwillingen: I_1 und I_1' . Zone II mit $1,1'$ -Zwillingen: II_1 und $(x), (y), (z)$.

Die Angabe $(x), (y), (z)$ ist so zu verstehen, daß zu II_1 sowohl „echte“ Lamellen II_1' ($=x$) in Zwischenbeziehung stehen wie auch die „Rippen“, also 1° -Lamellen und I_1 -Lamellen ($=z$ bzw. y).

Rechts ist dazu ein vergrößerter abbildungsgerechter Ausschnitt der oberen Grenze von Z_{II} gegen Partien 1° abgebildet.

Nachstehend dazu die Einmeßdaten:

Individuen	Indikatrix (N/H) γ und β	$2 F\gamma$	Auslöschnungsschiefe $\perp MP$	% An nach		
				REINHARD	$2 F\gamma$	Auslösung
1°	137 6 230,22	96	-3 (I)	18	22	18
I_1	130 3 221,15		-11 (I)	12		
I_1'	148 4		-10 (r)			
II_1	122,4 215,13	86	-14 (I)	41	8	3
II_1' ($z = 1^\circ$) ($y = I_1'$)	(unbest. n. r.)					

$P(001) 231,29$ $M(010) 140/6$ 1 3—4 mm links neben der Migr.-Kurve.

Mitte und links das senkrecht zur c -Achse gewälzte Stereogramm. Diese Stellung ist identisch mit der Migrationskurventafel 1 von REINHARD. Seine Kurven sind in den betreffenden Stücken für α , β und γ in die Zeichnung übertragen. — Es bestätigt sich die Änderung des Chemismus. Vertikal in der Zeichnung steht die Symmetrieebene des Albitgesetzes. Die 1° -Individuen wären an ihr gespiegelt einzutragen. Da die Erfassung dieser schmalen Lamellen nur ungefähr erfolgen konnte, unterblieb eine Eintragung in die Zeichnung. Eine theoretische Konstruktion des „perthitartigen Zwillings“ II_1 mit (y) oder (z) würde ja nur die Unsymmetrie infolge ungleicher Indikatrixlage zeigen.

Jedenfalls aber haben wir wie bei den Perthiten ein Alternieren chemisch ungleicher Partien, so daß der Name „perthitartige Zwillinge“ für Produkte von „selective replacement“ an Zwillingsstöcken passend zu sein scheint.

Vielleicht wird die Perthitbildung bei Mikroklinen auch durch vorhergehende selektive Angreifbarkeit infolge der gitterartigen Verzwilligung ausgelöst. Das häufige Zusammensehen von Gitterung und Perthitbildung ist ja bekannt.

Literatur.

- [1] BAIER, E.: Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspäte. *Z. Kristallogr.*, Bd. 73 (1930) H. 5/6. — [2] NICKEL, E.: Einregelung nach dem Periklingesetz „mit verminderter Symmetrie“. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. I (1948) S. 117. — [3] NICKEL, E.: Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefern im westlichen Odenwald. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. I (1948) S. 424. — [4] REINHARD, M.: Universaldreh-tischmethoden. Basel: Wepf 1931. — [5] NICKEL, E.: Das Mischgestein vom Typus Echsenbach und seine Stellung im Rastenberger Tiefenkörper (1944), im Druck. — [6] KÖHLER, A.: Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangehenden Wärmeverhalten. *Z. Kristallogr.*, Mineral. Petrogr., Abt. B Bd. 53 (1941) S. 24. — [7] VIOLA, C.: Beitrag zur Zwillingsbildung. *Z. Kristallogr.*, Bd. 38 (1904) S. 67. — [8] KOCH, W.: Metataxis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. *Z. Kristallogr.*, Mineral. Petrogr., Abt. B Bd. 51 (1939) S. 1. — [9] EMMONS, R. C., and R. M. GATES: Plagioklase twinning. *Bull. geol. Soc. amer.* Bd. 54 (1943) S. 287. — [10] TERTSCH, H.: Zur Hochtemperaturopotik basischer Plagioklase. *Z. Kristallogr.*, Mineral. Petrogr., Abt. B Bd. 54 (1942) S. 193.

Dr. ERWIN NICKEL, Heidelberg,
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Hauptstr. 47/51.

2. Band.	Inhaltsverzeichnis.	1./2. Heft Seite
LEHMANN, EMIL, Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. Mit 23 Textabbildungen . . .	1	
MOSEBACH, RUDOLF, Eine Differenzmethode zur Erhöhung der Meßgenauigkeit und Erweiterung des Meßbereiches normaler Drehkompassatoren	167	
MOSEBACH, RUDOLF, Ein einfaches Verfahren zur Erhöhung der Meßgenauigkeit kleiner optischer Gangunterschiede	172	
NICKEL, ERWIN, Bemerkungen zur Zwillingsbildung bei Plagioklasen. Mit 7 Textabbildungen und 3 Diagrammen	176	

Für die nächsten Hefte sind zur Veröffentlichung vorgesehen:

- R. EIGENFELD: Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes.
- O. H. ERDMANNSDÖRFFER: Der jetzige Stand des Granitproblems.
- SCHUMANN, HILMAR, Über den Schweremineralgehalt der von P. SABBAN untersuchten Heidesandproben.
- STRUNZ, H., und R. MELDAU, Übermikroskopische Untersuchungen von Zinkoxyden. Versuch einer Ultramikromorphologie.
- FÜCHTBAUER, H., Die nichtkarbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalkes mit besonderer Berücksichtigung der Mineralneubildungen.
- MEIXNER, H., Neue Mineralvorkommen aus den Ostalpen, I. Mitteilung.
- HANSELMAYER, J., Chemische Untersuchungen an devonischen Dolomiten des Bergzuges Plabutsch-Buchkogel bei Graz.
- BORCHERT, W., und MARION PETERS-RADZYK, Photometrie von Dünnschliffen.
- WINKLER, H., Über Spaltbarkeit und Kristallstruktur.

Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie)

Von

Carl W. Correns

Dr. phil. o. ö. Professor der Mineralogie und Petrographie an der Universität Göttingen

Mit 405 Textabbildungen und 1 Tafel. VIII, 414 Seiten. 1949

DMark 38.—; Ganzleinen DMark 41.60

Springer-Verlag / Berlin · Göttingen · Heidelberg

Taschenbuch für Chemiker und Physiker

Herausgegeben von

Dr. Ing. **Jean D'Ans**

und

Dr. phil. **Ellen Lax**

Professor an der Technischen Universität
Berlin-Charlottenburg

Physikerin
in Berlin

Mit 350 Abbildungen und graphischen Darstellungen

Zweite, berichtigte Auflage

VIII, 1896 Seiten. 1949. Ganzleinen DMark 36.—

Das Taschenbuch für Chemiker und Physiker ist seit Jahren weiten Kreisen von Wissenschaftlern und Praktikern zu einem unentbehrlichen Vademecum für die Laboratoriumspraxis geworden. Da eine Neubearbeitung, die den praktischen Bedürfnissen und der wissenschaftlichen Entwicklung Rechnung trägt, längere Vorbereitungsarbeit erfordert, wird den vielfach geäußerten dringenden Wünschen durch Vorlage eines berichtigten Neudrucks entsprochen.

Anleitungen für die chemische Laboratoriumspraxis

Begründet von **E. Zintl** †, herausgegeben von **R. Brill**

Band I: **Chemische Spektralanalyse.** Eine Anleitung zur Erlernung und Ausführung von Spektralanalysen im chemischen Laboratorium. Von Wolfgang Seith und Konrad Ruthardt. Vierte, verbesserte Auflage. Mit 106 Abbildungen im Text und einer Tafel. VIII, 173 Seiten. Erscheint etwa im August 1949. DMark 10.—

Band II: **Kolorimetrie und Spektralphotometrie.** Eine Anleitung zur Ausführung von Absorptions-, Fluoreszenz- und Trübungsmessungen an Lösungen. Von Gustav Kortüm. Zweite, verbesserte Auflage. Mit 97 Abbildungen im Text. VI, 236 Seiten. 1948. DMark 16.50

Band IV: **Polarographisches Praktikum.** Von Professor J. Heyrovský. Mit 90 Abbildungen im Text. VI, 118 Seiten. 1948. DMark 8.40

SPRINGER-VERLAG / BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

